University of Tehran Press

Journal of the Earth and Space Physics

Homepage: https://jesphys.ut.ac.ir

Vol. 51, No. 1, Spring 2025, P. 65-86

(Research Article)

The role of the Hadley cell in the general circulation of the atmosphere and the formation of a subtropical anticyclone over Southwest Asia

Aghaie, M.[1] | Ahmadi-Givi, F.[1] ✉ | Mohebalhojeh, A. R.[1] | Mirzaei, M.[1]

1. Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: ahmadig@ut.ac.ir

(Received: 17 Jan 2024, Revised: 9 June 2024, Accepted: 11 Aug 2024, Published online: 10 June 2025)

Summary

Subtropical high pressures play a very important role in the climate of the whole earth, especially in the Southwest Asia region. These high pressures are influential in determining the climatic conditions more than any other atmospheric component. In this research, using NCEP/NCAR reanalysis data with a horizontal resolution of 2.5 degrees during the 1991–2020 period, the impacts of various non-local factors on the formation and evolution of high pressures in the subtropical region of Southwest Asia have been investigated. Specifically, one of the main goals is to find an answer to the question: why, contrary to the initial physical expectation, despite the existence of a more intense meridional pressure gradient in the winter season, are summer high pressures in the Northern Hemisphere stronger than their winter counterparts. For this purpose, first, by using quantities such as sea level pressure, geopotential height of different pressure levels, as well as meridional and vertical components of wind speed, the state of Hadley circulation and consequently the intensity of high pressures in winter and summer during the study period have been examined and compared. In the second step of the research, according to the results of previous researches on the prominent role of the South and Southeast Asia monsoons in the formation and strengthening of anticyclones and summer subtropical high pressures, this issue has been assessed in the Southwest Asia region.

Results showed that the Hadley cell in the winter hemisphere has a greater intensity and extent than the summer hemisphere, and the subsidence caused by the Hadley mechanism in the lower levels of the winter hemisphere and Southwest Asia is considered the main factor in the formation of low-level subtropical anticyclones in these regions. Meanwhile, the powerful high-level anticyclones in the summer of Southwest Asia and the Asian region are not compatible with the weak summer Hadley cell in these regions. Among the other notable findings are the importance of Asian monsoon circulation in the formation of east-west zonal circulations in the upper levels of the Asian region and the role of local circulations induced by the high plateaus of Iran, Arabia, and Tibet to explain the summer circulation of Southwest Asia. The results also showed that the winds originating from the Asian seasonal region are responsible for the background flow of north-west upper levels in summer from East to West Asia, which can describe the formation of downward mass fluxes associated with the zonal and meridional parts of circulation in West Asia and thus explain the existence of upper levels Southwest Asia anticyclones. The high plateaus of Iran, Zagros causes upward motions and local circulations below downward flow from upper levels. The mountain effects as local enhancers of downward flux of upper background flow have also been considered.

Keywords: Asian monsoon, Hadley cell, Southwest Asia, subtropical high pressures.

Cite this article: Aghaie, M., Ahmadi-Givi, F., Mohebalhojeh, A. R., & Mirzaei, M. (2025). The role of the Hadley cell in the general circulation of the atmosphere and the formation of a subtropical anticyclone over Southwest Asia. *Journal of the Earth and Space Physics*, 51(1), 65-86. DOI: http//doi.org/10.22059/jesphys.2024.371042.1007586

E-mail: (1) man.mojtabaaghaie@ut.ac.ir | amoheb@ut.ac.ir | mirzaeim@ut.ac.ir

Publisher: University of Tehran Press.
DOI: http//doi.org/10.22059/jesphys.2024.371042.1007586

Print ISSN: 2538-371X
Online ISSN: 2538-3906

انتشارات دانشگاه تهران

فیزیک زمین و فضا

نشانی اینترنتی مجله: http://jesphys.ut.ac.ir

دوره ۵۱، شماره ۱، بهار ۱۴۰۴، صفحهٔ ۶۵- ۸۶

(مقاله پژوهشی)

نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره‌ای بر روی جنوب‌غرب آسیا

مجتبی آقائی[۱] | فرهنگ احمدی گیوی[۱] ✉ | علیرضا محب‌الحجه[۱] | محمد میرزائی[۱]

۱. گروه فیزیک فضا، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: ahmadig@ut.ac.ir

(دریافت: ۱۴۰۲/۱۰/۲۷، بازنگری: ۱۴۰۳/۳/۲۰، پذیرش نهایی: ۱۴۰۳/۵/۲۱، انتشار آنلاین: ۱۴۰۴/۳/۲۰)

چکیده

در پژوهش حاضر با استفاده از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه طی بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ نقش عوامل مختلف در تشکیل و تکوین واچرخندهای جنوب‌غرب آسیا بررسی شده است. ابتدا با استفاده از کمیت‌های مختلف هواشناختی، وضعیت گردش هادلی همراه با شدت مراکز واچرخندهای جنب‌حاره در زمستان و تابستان مطالعه شده است. سپس، با به‌کار بردن تابع جریان جرم و شار جرم نصف‌النهاری و مداری، به بررسی کمی و توامان نقش‌های گردش هادلی، موسمی هند و همچنین گردش‌های محلی مبتنی‌بر فلات مرتفع در شکل‌گیری و تقویت واچرخندهای تابستانه جنوب‌غرب آسیا و سازوکار آن پرداخته‌ایم. نتایج نشان دادند که در منطقه جنوب‌غرب آسیا، گردش نصف‌النهاری زمستانه تقریباً از شدت ۵ برابر و وسعت ۲ برابر نسبت به حالت تابستانه برخوردار است و فرونشست ناشی از سازوکار هادلی در ترازهای زیرین وردسپهر در زمستان عامل اصلی شکل‌گیری واچرخندهای تراز زیرین در این منطقه است. این در حالی است که طی تابستان میانگین شار نزولی نصف‌النهاری جرم ترازهای زبرین و میانی در جنوب‌غرب آسیا حدود ۸ برابر از میانگین مداری بزرگ‌تر است. بنابراین وجود شار نزولی قوی و واچرخندهای قدرتمند ترازهای زبرین و میانی وردسپهر در تابستان جنوب‌غرب آسیا از نظر شدت با یاخته هادلی ضعیف تابستانه این منطقه همخوانی ندارد. از دیگر یافته‌های این تحقیق، تأکید بر اهمیت نقش گردش موسمی تابستان هند در شکل‌گیری گردش‌های مداری شرق به غرب ترازهای زبرین وردسپهر در جنوب‌غرب آسیا و نقش گردش‌های محلی ناشی از فلات مرتفع ایران، عربستان و تبت برای توضیح گردش تابستانه در این منطقه است.

واژه‌های کلیدی: پرفشارهای جنب‌حاره، جنوب‌غرب آسیا، موسمی آسیا، یاخته هادلی.

۱. مقدمه

به‌طور سنتی و رایج شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره به نزول در شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی نسبت داده می‌شود (هاسکینز، ۱۹۹۶)، بدین‌صورت که هوا در ناحیه استوا صعود کرده و در نواحی جنب‌حاره نزول پیدا می‌کند و تجمع جرم موجب شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره می‌شود. با این وجود درک گردش میانگین جو از قدیمی‌ترین مسائل علمی در هواشناسی دینامیکی است (لورنتس، ۱۹۶۷) که پیشینه آن به گمانه‌زنی‌های نظری هالی و هادلی بازمی‌گردد. نکته قابل توجه آن‌که علی‌رغم همه استدلال‌هایی که تا اواخر دهه ۱۹۷۰ در خصوص یاخته هادلی ارائه شده بود، هیچ محاسبه صریحی برای گردش متقارن تا آن زمان وجود نداشت. شاید دیدگاه‌های پیشین آنقدر گسترده بود که انجام چنین محاسبه‌ای امکان‌پذیر نبود. بنابراین، تا اواخر دهه ۱۹۷۰ هیچ مبنای عینی برای ارزیابی کاستی‌های گردش متقارن برای توضیح میانگین مداری باد و دما وجود نداشت (لیندزن و هو، ۱۹۸۸).

ساده‌ترین و از نظر فیزیکی روشن‌ترین مدلی که به‌صورت کمی یاخته هادلی را توصیف می‌کند توسط هلد و هو (۱۹۸۰) ارائه شد. در این مدل از اصل پایستاری تکانه زاویه‌ای و توازن بادگرمایی برای بررسی گستره عرضی

استناد: آقائی، مجتبی؛ احمدی‌گیوی، فرهنگ؛ محب‌الحجه، علیرضا و میرزائی، محمد (۱۴۰۴). نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره‌ای بر روی جنوب‌غرب آسیا. *مجله فیزیک زمین و فضا*، ۵۱(۱)، ۶۵- ۸۶. DOI: http//doi.org/10.22059/jesphys.2024.371042.1007586

رایانامه: (۱) man.mojtabaaghaie@ut.ac.ir | amoheb@ut.ac.ir | mirzaeim@ut.ac.ir

ناشر: مؤسسه انتشارات دانشگاه تهران.

DOI: http//doi.org/10.22059/jesphys.2024.371042.1007586

یاخته هادلی و شدت گردش موجود در این یاخته استفاده شد. لیندزن و هو (۱۹۸۸) نظریه ساده‌شده هلد و هو (۱۹۸۰) را در موردی که میانگین‌مداری گرمایش در عرض جغرافیایی خارج از خط استوا متمرکز شده است، اعمال کردند. محاسبات ساده آنها نشان می‌دهد که با جابه‌جایی مرکز گرمایش از خط استوا، عرض جغرافیایی‌ای که یاخته‌های زمستانی و تابستانی دو نیمکره را از هم جدا می‌کند، به‌سمت نیمکره تابستانی منتقل می‌شود؛ در این حال یاخته تابستانی ضعیف بوده و یاخته زمستانی بسیار قوی‌تر است.

پیشینه مطالعات درباره پرفشار جنب‌حاره به مقاله «توده هوا و توسعه جبهه‌ای» برجران (۱۹۳۰) بازمی‌گردد. جیمز (۱۹۹۴) بیان می‌دارد که کمربند پرفشار جنب‌حاره‌ای به نواری از مناطق واقع در جنب‌حاره اطلاق می‌شود که هوای صعودی مربوط به گردش هادلی در استوا در آن مناطق نزول می‌کند و موجب تشکیل پرفشار می‌شود. رادول و هاسکینز (۱۹۹۶) نیز وجود بیابان‌های نواحی جنب‌حاره را به نزول مرتبط با گردش نصف‌النهاری هادلی نسبت می‌دهند و اشاره می‌کنند که میانگین مداری گردش نصف‌النهاری هادلی تابستانه در شمال آفریقا و مدیترانه نسبت به زمستان بسیار ضعیف‌تر است. رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) در پژوهشی دیگر تأکید می‌کنند که «نظریه گردش هادلی کلاسیک» به‌تنهایی قادر نیست وجود واچرخندهای جنب‌حاره در تابستان را تشریح کند؛ چراکه این گردش به اندازه کافی قوی نیست تا بیشینه‌های تابستانه مشاهده‌شده از شدت پرفشارهای جنب‌حاره در این نواحی را ایجاد کند. آنها در این پژوهش فرضیات مختلفی را برای توسعه و تقویت پرفشارهای جنب‌حاره برشمردند. یکی از این فرضیات مربوط به اثر گرمایش موسمی در شرق و غرب این سامانه‌ها است.

زایچک و همکاران (۲۰۰۷) ارتباط گرمایش بر روی رشته‌کوه زاگرس با دما و بارش تابستانه در منطقه «دشت خاورمیانه» را بررسی کردند. نتایج این پژوهش نشان داد که در فصل تابستان، بی‌هنجاری مثبت دما بر روی زاگرس، بادهای شمال‌غربی شدیدی را در ترازهای زیرین وردسپهر بر روی دشت خاورمیانه ایجاد کرده و بیشینه دمای تابستانه را در این منطقه کاهش می‌دهد. همچنین گرمایش ناشی از زاگرس بر حرکت‌های قائم اثر گذاشته، از یک سو حرکت بالاسوی شدیدی را بر روی زاگرس موجب می‌شود و از سوی دیگر، به‌طور هم‌زمان فرونشست بر روی دشت خاورمیانه (محدوده غرب عراق، اردن، سوریه و شمال عربستان) را تشدید می‌کند که مجموع عوامل فوق سبب کاهش بارش در منطقه می‌شود.

با بررسی متون علمی و معتبر بین‌المللی در مورد چگونگی شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در غرب و جنوب‌غرب آسیا کمبود نسبی پژوهش‌ها در این زمینه مشهود است، اگرچه واچرخندهای جنب‌حاره در دیگر مناطق به روش‌های گوناگون و از دیدگاه‌های مختلف مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین برخی از پژوهشگران چشم‌انداز واچرخندهای جنب‌حاره در پاسخ به گرمایش جهانی را مطالعه کرده‌اند (هی و همکاران، ۲۰۱۷؛ چرچی و همکاران، ۲۰۱۸؛ هی و ژو، ۲۰۲۰؛ هی و ژو، ۲۰۲۲؛ پیلر، ۲۰۲۳). برای نمونه هی و ژو (۲۰۲۲) بر اساس ویژگی‌های جریان واگرا (ناچرخشی) و ناواگرای (چرخشی) واچرخندها، پاسخ‌های احتمالی آینده دو واچرخند جنب‌حاره به گرمایش جهانی را از نظر تغییرات شدت آنها بررسی کردند. در حالی‌که پیش‌بینی می‌شود واچرخند جنب‌حاره اقیانوس اطلس شمالی تقویت شود، واچرخند جنب‌حاره اقیانوس آرام شمالی هم از نظر جریان چرخشی و هم از نظر واگرایی تضعیف خواهد شد. پیلر (۲۰۲۳) نیز بر اساس یک سناریو، پیش‌بینی کرده است که بسامد کلی واچرخندها در طول قرن بیست‌ویکم کاهش می‌یابد و این کاهش در بخش جنب‌حاره نیمکره جنوبی دارای بیشترین مقدار خواهد بود.

برخی دیگر از پژوهشگران واچرخندهای جنب‌حاره را از دیدگاه‌های متفاوت مورد بررسی قرار داده‌اند. برای نمونه، ارتباط نوسان چنددهه‌ای اقیانوس اطلس AMO (Atlantic multidecadal oscillation) با شکل‌گیری واچرخندهای

زمستانه بر روی اقیانوس آرام شمالی توسط لوو و همکارن (۲۰۱۷) بررسی شده است. شو و بومن (۲۰۱۹) با استفاده از یک مدل گردش کلی ساده‌شده، سازوکارهای واداشت واچرخند موسمی آمریکای شمالی NAMA (North American Monsoon Anticyclone) در ترازهای زبرین وردسپهر را مطالعه کردند. نتایج مدل نشان داد که واچرخندهای موسمی آسیایی AMA (Asian Monsoon Anticyclone;) و NAMA تا حد زیادی مستقل از یکدیگر بوده و NAMA پاسخ جریان‌سو به موسمی آسیایی نیست. هوانگ و همکاران (۲۰۲۰) سازوکارهای ممکن در ارتباط با تغییرات بین‌دهه‌ای واچرخند جنب‌حاره غرب اقیانوس آرام WNPSH (Western North Pacific Subtropical High;) را فقط از جنبه تغییرات پدیده انسو ENSO (El Nino Southern Oscillation) بررسی کردند. آنها نشان دادند که پاسخ‌های مختلف WNPSH به دو نوع ال‌نینوی "مرکزی" و "شرقی" عمدتاً با بی‌هنجاری‌های متمایز دمای سطح آب در اقیانوس آرام مرکزی به شرقی مرتبط است و هر یک الگوی دوقطبی متفاوتی را ایجاد می‌کنند. مانی و همکاران (۲۰۲۱) در پژوهش خود نتیجه گرفتند که مساحت و شدت واچرخند مربوط به موسمی تابستانه آسیا در دوره ۱۹۷۹ تا ۲۰۱۸ بیشتر شده است. همچنین عرض جغرافیایی مرکز این واچرخند به‌طور قابل‌توجهی همبستگی مثبت (منفی) با عرض جغرافیایی (ارتفاع) هسته جت جنب‌حاره و همبستگی منفی با انسودارد. میاموتو و همکاران (۲۰۲۲) با مطالعه واچرخند ماسکارین در اقیانوس هند جنوبی نشان دادند که همرفت عمیق مرتبط با بادهای موسمی تابستانه آسیایی نه‌تنها تأثیر مستقیم بر حرکت واچرخند ماسکارین به‌سمت غرب دارد، بلکه باعث افزایش فرونشست در وردسپهر میانی و همچنین وزش بادهای سطحی استواسو بر روی بخش‌های مرکزی و غربی نواحی جنب‌حاره اقیانوس هند جنوبی می‌شود.

در ادامه به توضیح مختصر چند نمونه از پژوهش‌های داخل کشور در زمینه پرفشارهای جنب‌حاره می‌پردازیم. قائمی و همکاران (۱۳۸۸) در تحقیقی به تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب‌حاره برروی آسیا و آفریقا پرداختند. برخلاف تصور موجود در متون اقلیم‌شناسی ایران که تأکید بر گسترش پرفشار آزورز تا وردایست دارد، آنها گسترش این سامانه را محدود به ترازهای زیرین وردسپهر در شرق اطلس می‌دانند. در پژوهشی دیگر، زرین و مفیدی (۱۳۹۰) درستی نظریه گسترش پرفشار آزورز بر روی خاورمیانه را مورد ارزیابی قرار دادند. در این راستا، ساختار و ماهیت پرفشارهای جنب‌حاره تابستانه بر روی ایران بررسی شد. نتایج حاصل از بررسی فراوانی مراکز پرفشار جنب‌حاره بر روی منطقه خاورمیانه، نشان‌دهنده ماهیت مستقل پرفشار جنب‌حاره‌ای ایران در ترازهای میانی و زبرین وردسپهر است. پرهیزکار و احمدی‌گیوی (۱۳۹۰) ضمن بررسی بی‌هنجاری‌های خالص مؤلفه مداری باد تراز ۲۵۰ هکتوپاسکال ناشی از انسو، به اثر جزئی انسو بر نوسان سالانه واچرخند جنب‌حاره‌ای خاورمیانه پی‌بردند. نتایج آنها حاکی از آن است که نوسان سالانه واچرخند جنب‌حاره در راستای شمال-جنوب، در فاز گرم انسو در عرض‌های پایین‌تری نسبت به فاز سرد انجام می‌شود.

مفیدی و زرین (۱۳۹۱) ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ‌مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا را مورد بررسی قرار دادند. نتایج این تحقیق بیانگر آن است که در پی استقرار جریان غرب‌سو با منشأ موسمی، گردش واچرخندی گسترده‌ای بر روی جنوب‌غرب آسیا تسلط می‌یابد. همچنین شکل‌گیری و تداوم جریان مداری غرب‌سو، جنوب‌غرب آسیا را محل همگرایی و نزول مداوم هوای منشأیافته از موسمی جنوب و جنوب‌شرق آسیا می‌سازد. گرمسیری و همکاران (۱۳۹۸) در بررسی واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای میانی وردسپهر از شمال آفریقا تا ایران، سه واچرخند مجزا در ترازهای میانی وردسپهر بر روی آفریقا، عربستان و ایران که بیشینه جریان واچرخندی آنها تقریباً در ترازهای ۶۵۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال رخ می‌دهد را شناسایی کردند و نشان دادند که مراکز ارتفاع‌زیاد در ترازهای میانی بر بیشینه جریان واچرخندی منطبق هستند. نتایج تحقیق آنها نشان می‌دهد

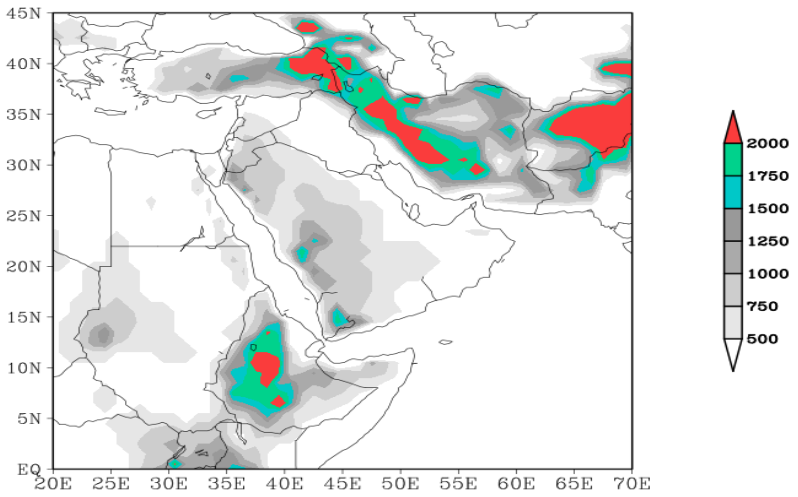
که فرونشست هوا در قسمت شرق و شمال‌شرق واچرخندها رخ داده و منطبق بر مراکز و زبانه‌های ارتفاع زیاد در ترازهای میانی نیست. بنابراین آنها نتیجه گرفتند که گرمایش بی‌دررو ناشی از نزول هوا نقشی در شکل‌گیری یاخته‌ها و زبانه‌های ارتفاع‌زیاد ندارد.

هدف اصلی و تمرکز پژوهش حاضر بر کمی‌سازی گردش نصف‌النهاری در جنوب‌غرب آسیا و همچنین بررسی نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره زمستانه و تابستانه با استفاده از تابع جریان جرمی و شار قائم جرم نصف‌النهاری در جنوب‌غرب آسیا است. ساختار این مقاله بدین‌گونه است که در بخش دوم داده‌ها و روش کار شرح داده شده است. بخش سوم به بررسی گردش نصف‌النهاری واچرخندهای جنب‌حاره و نقش یاخته هادلی در شکل‌گیری مراکز واچرخند جنب‌حاره می‌پردازد. در این بخش، وجود گردش‌های مداری شرق به غرب تابستانه مرتبط با موسمی آسیا و همچنین گردش‌های محلی مرتبط با فلات مرتفع جنوب‌غرب آسیا نیز مورد بررسی قرار گرفته است. فصل چهارم به جمع‌بندی نتایج و نتیجه‌گیری اختصاص دارد.

۲. داده‌ها و روش کار

برای انجام محاسبات و ترسیم نقشه‌ها در پژوهش حاضر، از داده‌های بازتحلیل مرکز ملی پیش‌بینی محیطی/مرکز ملی پژوهش‌های جوی (NCEP/NCAR) با تفکیک افقی ۲/۵ درجه در دو راستای مداری و نصف‌النهاری شامل ارتفاع ژئوپتانسیلی، مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری باد، سرعت قائم در مختصات فشاری (امگا)، و میدان واگرایی ترازهای ۱۰۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال استفاده شده است. این داده‌ها مربوط به بازه زمانی بلندمدت ۳۰ ساله از ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ و به‌طور خاص محدوده عرض‌های جغرافیایی ۰ تا ۴۴ درجه شمالی و طول‌های جغرافیایی ۲۰ تا ۷۰ درجه شرقی است که برحسب نیاز، مناطق وسیع‌تری نیز انتخاب شده است (شکل ۱). به‌طور کلی داده‌های بلندمدت شامل مقیاس زمانی ماهانه و فصلی هستند.

در مطالعه عوامل مختلف مؤثر در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره‌ای، ابتدا شدت گردش یاخته هادلی در دو فصل سرد و گرم سال بررسی می‌شود تا مشاهده کرد چگونه این مراکز واچرخندی شکل می‌گیرند و به‌طور خاص، چرا واچرخندهای جنب‌حاره جنوب‌غرب آسیا در تابستان شدیدتر از زمستان هستند. سپس، به بررسی نقش موسمی جنوب و جنوب‌شرق آسیا به‌عنوان یکی دیگر از عوامل مؤثر در شکل‌گیری و تقویت واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه و سازوکار آن خواهیم پرداخت. در ادامه، مراحل اصلی انجام کار توضیح داده می‌شود.



شکل ۱. عوارض طبیعی و کوهساری منطقه جنوب‌غرب آسیا همراه با ارتفاع از سطح دریاهای آزاد (زمینه رنگی برحسب متر).

- در اولین مرحله، وضعیت اقلیمی واچرخند جنب‌حاره مورد نظر در این پژوهش به کمک ارتفاع ژئوپتانسیلی بررسی می‌شود که جزئیات آن در ادامه آمده است. مؤلفه مداری باد در عرض جغرافیایی مربوط به مرکز میانگین مداری واچرخند جنب‌حاره صفر است و در بالای این مدار تغییرات آن در راستای نصف‌النهاری مثبت و در زیر آن منفی فرض می‌شود. بنابراین هم در جو آزاد و هم در لایه مرزی سیاره‌ای، می‌توان میانگین مداری موقعیت مرکز واچرخند جنب‌حاره را بر اساس معیارهای زیر و استفاده از توزیع باد مداری u تعیین کرد (لیو و وو، ۲۰۰۴):

$$\begin{cases} (a)\ u = 0; & \text{نیمکره شمالی} \\ (b)\ \frac{\partial u}{\partial y}\begin{cases} > 0, \\ < 0, \end{cases} & \text{نیمکره جنوبی} \end{cases} \qquad (۱)$$

لیو و وو (۲۰۰۴) در مطالعه خود، انحراف ژئوپتانسیل $\Phi(y,p)$ در عرض جغرافیایی y و تراز فشاری p از مقدار آن در استوا ($y = 0$) و در همان تراز فشاری، یعنی $\Phi(0,p)$، را که با $\phi(y,p)$ نشان داده می‌شود، برای نمایش توزیع واچرخند جنب‌حاره به‌کار برده‌اند. مزیت استفاده از چنین انحراف ژئوپتانسیل آن است که با حذف مقدار بزرگ $\Phi(0,p)$، میدان انحراف کوچک‌تر $\phi(y,p)$ می‌تواند بسیار واضح‌تر ساختار سه‌بعدی واچرخند جنب‌حاره را نشان دهد (لیو و وو، ۲۰۰۴).

- در مرحله دوم، به بررسی گردش نصف‌النهاری مربوط به یاخته هادلی و ارتباط آن با شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره با استفاده از تابع جریان جرمی و شار جرم، هم در مقیاس جهانی و هم در منطقه جنوب‌غرب آسیا با کاربست روابط (۳) تا (۸) پرداخته خواهد شد. برای ارزیابی گردش نصف‌النهاری از تابع جریان جرم نصف‌النهاری استفاده می‌شود که در برخی مطالعات به‌کار رفته است (پیک‌سوتو و اوورت، ۱۹۹۲؛ پلوانی و همکاران، ۲۰۱۱؛ مهلوبو و همکاران، ۲۰۱۸):

$$\psi(\varphi,p) = \frac{2\pi\, a\cos\varphi}{g}\int_p^{p_s}[\,v\,]dp \qquad (۲)$$

در اینجا، v مؤلفه نصف‌النهاری باد، a شعاع زمین برابر با $۶/۳۷\times۱۰^{۶}$ متر، g شتاب گرانی زمین برابر با ۹/۸ متر بر مجذور ثانیه و φ عرض جغرافیایی برحسب رادیان است. علامت "[ ]" نشان‌دهنده میانگین مداری است. شایان توجه است که در نواحی حاره‌ای و به دور از آشفتگی‌های همرفتی، جریان‌های جوی ماهیتی شبه‌ناواگرا دارند (هولتون، ۲۰۰۴). به‌علاوه، از آنجاکه شاخه صعودی یاخته هادلی با صعود هوای گرم و مرطوب و در نتیجه بارش همراه است، میانگین سرعت قائم در جریان‌های بارشی نواحی حاره یک مرتبه بزرگ‌تر از سرعت قائم در خارج از این نوع جریان‌ها است (هولتون، ۲۰۰۴). در واقع، این جریان‌های همراه با بارش در نواحی حاره‌ای دارای یک مؤلفه واگرایی نسبتاً بزرگ هستند.

شُوِندایک و همکاران (۲۰۱۴) حرکت قائم جو در مختصات فشاری را به یک گردش مداری و نصف‌النهاری تجزیه کرده و یک تابع جریان واژگونی مداری و نصف‌النهاری محلی برای به تصویر کشیدن یاخته هادلی و گردش مداری محلی استخراج کردند. بخش واگرای جریان نصف‌النهاری را می‌توان به‌عنوان گردش واژگونی نصف‌النهاری (یاخته هادلی) و بخش واگرای جریان مداری را به‌عنوان گردش مداری درنظر گرفت. پیوستگی جرم برای گردش واگرا به‌طور مستقل در راستای مداری و نصف‌النهاری برآورده می‌شود، زیرا دو گردش در صفحات متعامد قرار دارند. گردش نصف‌النهاری (یاخته هادلی) را می‌توان با یک تابع جریان حاصل از باد نصف‌النهاری واگرا مشابه رابطه (۲) نشان داد (برگرفته از شُوِندایک و همکاران، ۲۰۱۴؛ نگوین و همکاران، ۲۰۱۷):

$$\psi_d(\varphi,p) = \frac{a\cos\varphi\, d\lambda}{g}\int_p^{p_s}[\,v_d\,]dp \qquad (۳)$$

که باد نصف‌النهاری واگرا (v_d) از پتانسیل سرعت به‌دست می‌آید که خود از بادهای مداری و نصف‌النهاری حاصل می‌شود. گردش مداری، بخش مداری سرعت قائم کل، را نیز می‌توان به روشی مشابه با یک تابع جریان مداری که از باد مداری واگرا (u_d) به‌دست می‌آید، نمایش داد:

$$\psi_d(\lambda,p) = \frac{a\, d\varphi}{g}\int_p^{p_s} < u_d > dp \qquad (۴)$$

در روابط (۳) و (۴)، λ طول جغرافیایی برحسب رادیان و

علامت "< >" نشان‌دهنده میانگین نصف‌النهاری کمیت‌ها است. در روش به‌کار رفته توسط شُوِندایک و همکاران (۲۰۱۴)، حرکت واگرا به دو گردش یکتا که کل جریان واگرا را تشکیل می‌دهند، تجزیه شده و سرعت قائم و در نتیجه شار قائم جرم به گردش‌های مداری و نصف‌النهاری تقسیم می‌شود. آنها سرعت قائم جو در مختصات فشاری (ω) را به‌صورت مجموع سرعت‌های قائم مرتبط با گردش در راستای مداری ω_λ و در راستای نصف‌النهاری ω_φ درنظر گرفتند ($\omega = \omega_\varphi + \omega_\lambda$) که تابع جریان برداری $\boldsymbol{\psi}$ با رابطه $\nabla\cdot\boldsymbol{\psi} = \omega$ تعریف می‌شود. شار قائم جرم همبسته با این دو مؤلفه نیز به‌ترتیب با گردش‌های مداری نصف‌النهاری مرتبط هستند (برگرفته از شُوِندایک و همکاران، ۲۰۱۴):

$$(u_d, v_d) == -(\frac{\partial\psi_\lambda}{\partial p}, \frac{\partial\psi_\varphi}{\partial p}) \quad (۵)$$

$$\omega_\lambda \cos\varphi = \frac{1}{a}\frac{\partial\psi_\lambda}{\partial\lambda} \quad (۶)$$

$$\omega_\varphi \cos\varphi = \frac{1}{a}\frac{\partial}{\partial\varphi}(\psi_\varphi \cos\varphi) \quad (۷)$$

$$m_\lambda = -\omega_\lambda \cos\varphi/g \ , m_\varphi = -\omega_\varphi \cos\varphi/g \quad (۸)$$

که در روابط فوق ψ_λ و ψ_φ به‌ترتیب مؤلفه‌های مداری و نصف‌النهاری $\boldsymbol{\psi}$ هستند و m_φ شار قائم جرم همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا و m_λ شار قائم جرم همبسته با مؤلفه مداری باد واگرا است.

- در مرحله بعد، بررسی توأمان گردش‌های مداری و نصف‌النهاری با استفاده از تابع جریان جرمی، شار جرم، میدان واگرایی، باد واگرا و میدان پتانسیل سرعت به‌منظور درک چگونگی گردش تابستانه جریان زمینه ناشی از موسمی جنوب آسیا در ترازهای فوقانی و همچنین گردش‌های محلی مبتنی‌بر فلات مرتفع انجام می‌شود.

۳. نتایج حاصل و تحلیل آنها

۳-۱. یاخته هادلی و نقش آن در شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره جنوب‌غرب آسیا

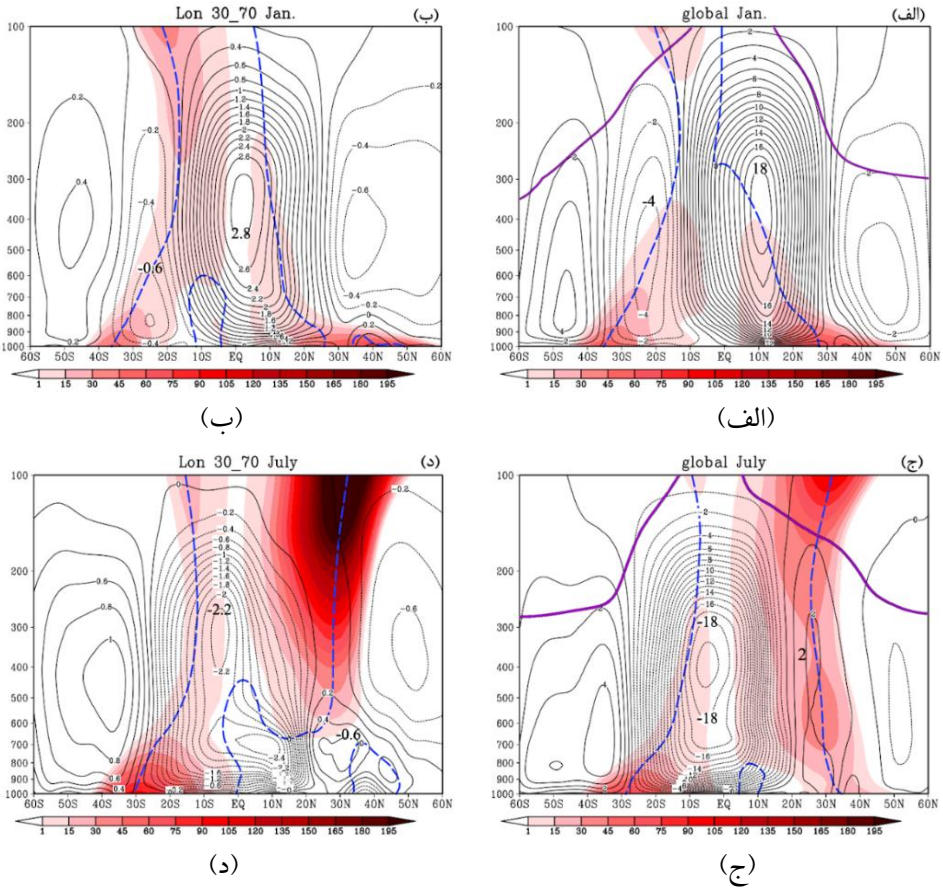
به پیروی از نظریاتی که رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) در مورد شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره مطرح کردند، برخی محققین ایرانی (مفیدی و زرین، ۱۳۹۱) نیز به‌دنبال ارزیابی این نظریات و یافتن نشانه‌هایی از صحت آنها در جنوب‌غرب آسیا بوده و به نتایج ارزشمندی دست یافته‌اند. پژوهش حاضر با ابزاری متفاوت به بررسی یاخته‌ها و گردش‌های نصف‌النهاری و مداری در منطقه مورد مطالعه پرداخته است تا تصویری واضح و عینی از این گردش‌ها با کمک تابع جریان جرمی و شار جرمی در منطقه جنوب غرب آسیا فراهم آورد.

بررسی ویژگی‌های واچرخند جنب‌حاره حاکی از آن است که منطقه جنوب‌غرب آسیا در طول سال تحت‌تأثیر این سامانه قرار دارد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، انتظار می‌رود که گردش یاخته هادلی زمستانه نسبت به یاخته هادلی تابستانه قوی‌تر بوده و این یاخته مسئول اصلی شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره تراز پایین در زمستان باشد. این در حالی است که گردش هادلی ضعیف تابستانه نمی‌تواند شکل‌گیری واچرخندهای قدرتمند ترازهای میانی و فوقانی تابستان را توجیه کند. قبل از پرداختن به این موضوع، ابتدا نتایج مطالعه اقلیم‌شناسی واچرخندهای جنب‌حاره و نقش یاخته هادلی در شکل‌گیری آنها در این بخش تحلیل می‌شود. بدین‌منظور برای بررسی شدت و ساختار گردش نصف‌النهاری هادلی در محدوده مورد مطالعه از تابع جریان جرم MSF(Mass Stream Function) که در راستای مداری در قطاع فوق میانگین‌گیری‌شده و شار قائم جرم که از مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا نتیجه شده و در بخش پیشین تعریف شده است، استفاده می‌کنیم.

۳-۱-۱. تابع جریان جرم و گردش نصف‌النهاری یاخته هادلی در راستای قائم

در ابتدای امر سعی می‌کنیم به این سؤال پاسخ دهیم که آیا تابع جریان جرمی که گردش نصف‌النهاری را نشان می‌دهد، در نواحی حاره و جنب‌حاره با اصول اولیه یاخته هادلی سازگار است؟ شکل ۲ نیم‌رخ قائم-نصف‌النهاری میانگین ماهانه ۳۰ ساله انحراف ژئوپتانسیل $\phi(y, p)$، خط مرکزی واچرخند جنب‌حاره حاصل از باد مداری صفر و

تابع جریان جرم نصف‌النهاری را در ماه‌های ژانویه و جولای در مقیاس جهانی و محدوده ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی نشان می‌دهد. در شکل ۳ میانگین ماهانه بلندمدت گردش نصف‌النهاری محلی و واچرخندهای جنب‌حاره‌ای برمبنای شار قائم جرم همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا همراه با انحراف ژئوپتانسیل $\phi(y,p)$ در ماهای ژانویه و جولای در ترازهای فشاری مختلف ارائه شده است. برای راحتی ارجاع، از اینجا به بعد به میانگین بر روی کل دایره عرض جغرافیایی با میانگین مداری و بر روی قطاعی از دایره عرض جغرافیایی مورد نظر با میانگین قطاعی اشاره می‌کنیم. بررسی تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها) طی ماه ژانویه (شکل‌های ۲-الف و ۲-ب)، در هر دو میانگین مداری و قطاعی، نشان‌دهنده گردش ساعتگردی از حدود ۱۰ درجه جنوبی تا ۳۰ درجه شمالی و گردش پادساعتگردی از ۱۰ درجه جنوبی تا ۳۰ درجه جنوبی است که به‌ترتیب یاخته زمستانه (شمالی) و تابستانه (جنوبی) هادلی را تشکیل می‌دهند. در ماه ژوئیه (شکل‌های ۲-ج و ۲-د) نیز در هر دو میانگین مداری و قطاعی یک گردش پادساعتگرد از حدود ۲۰ درجه شمالی تا ۳۰ درجه جنوبی معرف یاخته زمستانه (جنوبی) هادلی و یک گردش ساعتگرد از ۲۰ درجه شمالی تا تقریباً ۴۰ درجه شمالی معرف یاخته تابستانه (شمالی) هادلی وجود دارد. بنابراین مطابق سازوکار یاخته هادلی شاهد شکل‌گیری دو یاخته زمستانه و تابستانه در میانگین‌های مداری و قطاعی (۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی) هستیم که با حرکات صعودی در منطقه همگرایی درون‌حاره (ITCZ) و حرکات نزولی در دو شاخه قطب‌سو در نواحی جنب‌حاره دو نیمکره همراه هستند.



شکل ۲. برش قائم-نصف‌النهاری برای میانگین ۳۰ ساله ماه‌های ژانویه (الف و ب) و جولای (ج و د) در دوره ۲۰۲۰-۱۹۹۱ شامل انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\phi(y,p)$ (زمینه رنگی با فاصله ۱۵ ژئوپتانسیل‌متر)، خط مرکزی واچرخند جنب‌حاره (خط‌چین آبی‌رنگ) استخراج شده از باد مداری صفر ($u=0$) و تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها با واحد 10^{10} kg s^{-1}) برای میانگین مداری (الف و ج) و میانگین قطاعی (ب و د). پربند بنفش‌رنگ در (الف) و (ج) مرز وَردایست را برمبنای مقدار ۲PVU نشان می‌دهد.

از نظر شدت، طی ماه ژانویه، در یاخته شمالی (زمستانه) بیشینه MSF نصف‌النهاری به ۱۸×۱۰^{۱۰} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین مداری و $۲/۸\times۱۰^{۱۰}$ کیلوگرم بر ثانیه در میانگین قطاعی می‌رسد. در همین زمان، یاخته جنوبی (تابستانه) دارای کمینه MSF نصف‌النهاری -۴×۱۰^{۱۰} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین مداری و $-۰/۸\times۱۰^{۱۰}$ کیلوگرم بر ثانیه در میانگین قطاعی است. از سوی دیگر در ماه جولای، در یاخته شمالی (تابستانه) بیشینه‌های ۲×۱۰^{۱۰} کیلوگرم بر ثانیه و $۰/۶\times۱۰^{۱۰}$ کیلوگرم بر ثانیه به‌ترتیب در میانگین‌های مداری و قطاعی (محدوده ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی) و همچنین در یاخته جنوبی کمینه -۲۰×۱۰^{۱۰} کیلوگرم بر ثانیه در میانگین مداری و کمینه $-۲/۴\times۱۰^{۱۰}$ کیلوگرم بر ثانیه در میانگین قطاعی به‌چشم می‌خورد. با توجه به نتایج فوق مشاهده می‌شود که جرم عظیمی از طریق گردش نصف‌النهاری به‌سمت نیمکره زمستانه منتقل می‌شود و مطابق انتظار، گردش و یاخته هادلی زمستانه از شدت بسیار بیشتری نسبت به یاخته هادلی تابستانه برخوردار است. نکته قابل ذکر دیگر آن‌که در شکل ۲، چه در ماه ژانویه و چه در ماه جولای، یاخته هادلی زمستانه در میانگین‌های مداری و قطاعی وسعت بیشتری را در قیاس با یاخته هادلی تابستانه دارد که این نتیجه نیز مطابق با آزمایش‌های طراحی شده توسط لیندزن و هو (۱۹۸۸) است. اگرچه به پیروی از وضعیت خورشید و جابه‌جایی منطقه همگرایی درون‌حاره به داخل نیمکره تابستانه، شاخه نزولی یاخته هادلی به عرض‌های بالاتر منتقل می‌شود، اما تابع جریان جرمی نصف‌النهاری تابستانه ضعیف‌تر از زمستانه آن است.

در ارتباط با الگوی واچرخند جنب‌حاره در شکل ۲ (رنگ زمینه) و بر اساس مقادیر مثبت $\phi(y,p)$ در تراز سطح و در عرض‌های ۳۰ درجه جنوبی و شمالی می‌توان گفت که واچرخندهای جنب‌حاره زمستانه در ترازهای زیرین از شدت بیشتری هم نسبت به نمونه‌های تابستانه خود و هم نسبت به نمونه‌های تابستانه در نیمکره مخالف برخوردارند. به‌عبارتی، واچرخندهای جنب‌حاره زمستانه ترازهای زیرین قوی‌تر از واچرخندهای تابستانه هستند. با توجه به شکل ۲، مقادیر $\phi(y,p)$ در ترازهای زیرین هر دو نیمکره با حرکت رو به بالا کاهش می‌یابند و مرکز واچرخند جنب‌حاره نیز تا ترازهای میانی دارای شیب استواسو می‌شود. از طرفی در تابستان نیمکره شمالی و جنوب‌غرب آسیا در ترازهای میانی تا زبرین مقادیر مثبت $\phi(y,p)$ حاکی از مقادیر بزرگ و شدت بالای واچرخند جنب‌حاره در این ترازها است. در ترازهای زبرین و میانی شکل‌های ۳-الف تا ۳-د (پربندها) نیز مشاهده می‌شود که به‌وضوح ارتفاع‌زیاد نیمکره تابستانه را احاطه کرده و در این میان ارتفاع‌زیاد تابستانه نیمکره شمالی شدت بالایی دارد.

شایان ذکر است که بررسی نیم‌رخ قائم-نصف‌النهاری میانگین مداری $\phi(y,p)$ در شکل ۲ به‌تنهایی نمی‌تواند تمام زوایای مدنظر را نمایان سازد. مطابق شکل ۲، اگرچه به‌طور میانگین واچرخندهای زمستانه تراز زیرین دارای شدت بیشتری نسبت به نمونه‌های تابستانه هستند، اما در شکل ۳ مشاهده می‌شود که این نتیجه‌گیری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال و در همه‌جا صدق نمی‌کند. برای نمونه، در حالی‌که بر روی اقیانوس‌ها و در برخی موارد واچرخندهای (پربندها) زمستانه تراز زیرین هر نیمکره قوی‌تر از واچرخندهای تابستانه همان نیمکره هستند، ولی واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه تراز زیرین بر روی اقیانوس‌های نیمکره شمالی از شدت بیشتری نسبت به نمونه‌های زمستانه برخوردارند.

با توجه به تمامی مطالب ارائه شده، به‌طور خلاصه می‌توان در محدوده جنوب‌غرب آسیا به موارد زیر اشاره کرد: ۱- واچرخند جنب‌حاره سطحی زمستانه نسبت به واچرخند تابستانه در همان سطح قوی‌تر است (واچرخند تابستانه سطحی به‌طور میانگین وجود ندارد). ۲- وجود واچرخند جنب‌حاره تابستانه ترازهای زبرین که بسیار قوی بوده و ترازهای ۶۰۰ تا ۱۰۰ هکتوپاسکال را دربرمی‌گیرد.

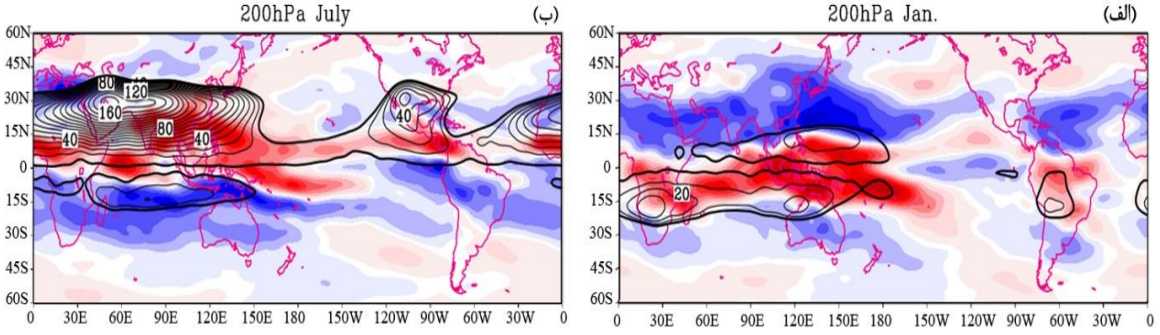
از آنجاکه به‌طور رایج، تشکیل واچرخند جنب‌حاره به اثرات دینامیکی شاخه نزولی و هوای در حال فرونشست گردش هادلی نسبت داده می‌شود، در ادامه برای تأیید این فرضیه به بررسی گردش نصف‌النهاری هادلی و جزئیات

ارتباط آن با شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره می‌پردازیم. بر اساس مطالب ارائه شده تاکنون در خصوص سازوکار گردش هادلی انتظار می‌رود شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره قوی‌تر در زمستان نسبت به تابستان رخ دهد.

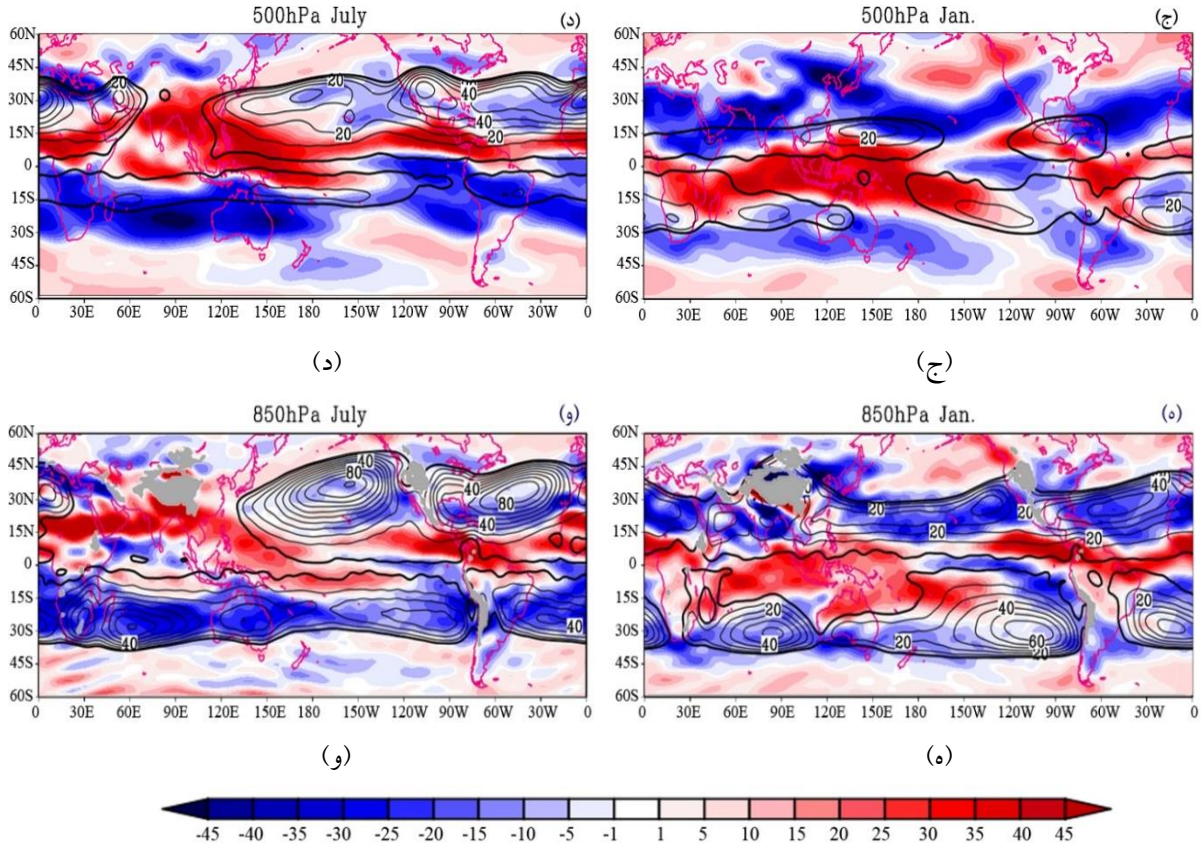
مطابق شکل ۲، در میانگین مداری و میانگین قطاعی بر روی جنوب‌غرب آسیا، موقعیت و شدت واچرخند جنب‌حاره تراز زیرین نیمکره زمستانه مطابقت زیادی با شاخه نزولی یاخته هادلی زمستانه دارد. در محدوده جنوب‌غرب آسیا (شکل ۲-ب)، طی فصل زمستان شاهد شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره در زیر شاخه نزولی یاخته هادلی هستیم، به‌طوری که در ماه ژانویه میدان انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\phi(y,p)$ و موقعیت واچرخند جنب‌حاره در تراز زیرین در محل شاخه نزولی یاخته هادلی قرار دارند. این در حالی‌است که در ماه جولای (شکل ۲-د) و در جنوب‌غرب آسیا تابع جریان جرمی بسیار ضعیفی حاکم است و عملاً در ترازهای سطحی و زیرین میدان انحراف مثبت $\phi(y,p)$ و واچرخند جنب‌حاره ناپدید می‌شوند. به‌علاوه، در ترازهای میانی تا زبرین نیمکره تابستانه، نه محل واچرخندهای جنب‌حاره با شاخه نزولی یاخته هادلی مطابقت دارد و نه شدت واچرخندهای جنب‌حاره تراز زبرین با گردش هادلی ضعیف تابستانه در میانگین مداری و میانگین قطاعی توجیه‌پذیر است. برای نمونه، در نیمکره شمالی و طی ماه جولای، بیشینه $\phi(y,p)$ در میانگین مداری (شکل ۲-ج) از ۹۵ ژئوپتانسیل‌متر و در محدوده جنوب‌غرب آسیا از ۱۹۵ ژئوپتانسیل‌متر تجاوز می‌کند، در حالی‌که یاخته هادلی بسیار ضعیفی حاکم است. همچنین شایان ذکر است اگرچه بر اساس سازوکار یاخته هادلی میانگین شدت واچرخند جنب‌حاره زمستانه بیشتر از تابستانه است، اما واچرخند جنب‌حاره در تراز زیرین نیمکره جنوبی که عمدتاً توسط اقیانوس‌ها شکل می‌گیرند در تابستان هم از شدت قابل توجهی برخوردارند (شکل‌های ۳-ه و ۳-و). در این راستا، مقادیر انحراف ژئوپتانسیل بزرگ‌تر از ۴۵ ژئوپتانسیل‌متر در شکل‌های ۲-الف و ۲-ب با یاخته هادلی تابستانه ضعیف توجیه‌پذیر نیست.

۳-۱-۲. شار جرم نصف‌النهاری و گردش نصف‌النهاری یاخته هادلی در ترازهای مختلف فشاری

در تکمیل بحث گردش نصف‌النهاری که بر اساس تابع جریان جرم نصف‌النهاری مطرح شد، در ادامه با استفاده از شار قائم جرم همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا (m_φ) که از این به بعد به‌طور خلاصه «شار جرم نصف‌النهاری» نامیده می‌شود، نقش گردش نصف‌النهاری و گردش نصف‌النهاری هادلی محلی در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای مختلف به‌طور جداگانه بررسی می‌شود. مطابق شکل ۳، به‌طور کلی شار جرم نصف‌النهاری (m_φ) نزولی در نیمکره زمستانی قوی‌تر از نیمکره تابستانی بوده و همان‌طور که در شکل ۲ نیز نشان داده شد در نگاه کلی، شاخه نزولی یاخته هادلی از ترازهای زبرین تا زیرین الگوی یکسانی دارد. لازم به ذکر است که تغییر محسوس این الگو در ترازهای زیرین نسبت به الگوی کلی که متأثر از ترازهای زبرین است، ممکن است ناشی از اثرات گردش‌های محلی سطحی باشد.



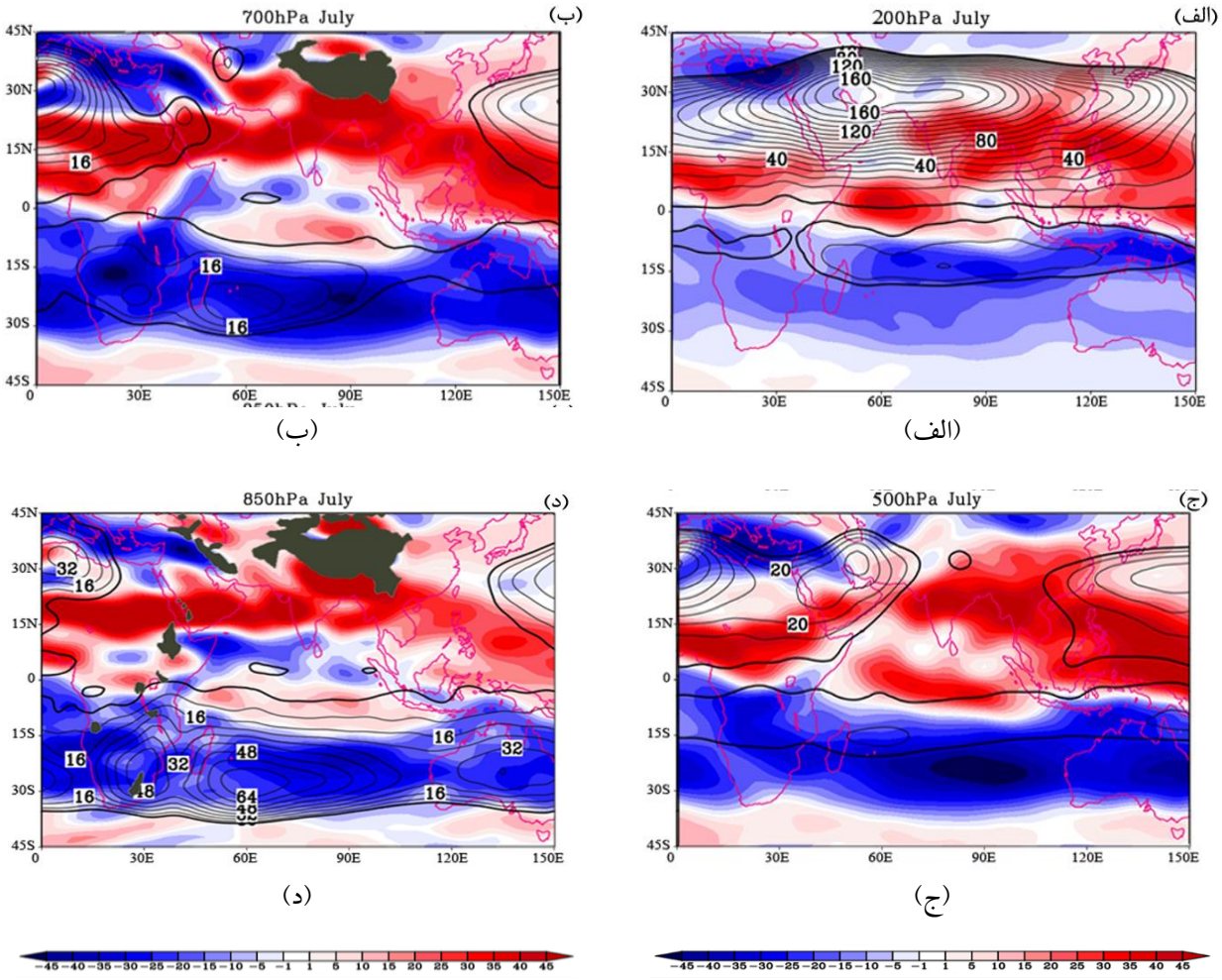
(ب) (الف)



شکل ۳. میانگین ماهانه ۳۰ ساله برای ماه‌های ژانویه (الف، ج، ه) و جولای (ب، د، و) شامل گردش نصف‌النهاری محلی و واچرخندهای جنب‌حاره‌ای برمبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد 10^{-4} kg m^{-2}s^{-1}) همبسته با مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا و انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\phi(y,p)$ (پربندها با فاصله ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر). بخش‌های (الف) و (ب) مربوط به تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، (ج) و (د) مربوط به تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال، (ه) و (و) مربوط به تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال هستند. در زمینه رنگی، مقادیر مثبت (منفی) معرف شار صعودی (نزولی) و رنگ خاکستری نشان‌دهنده کوهساری (مناطق مرتفع بالاتر از ۱۵۰۰ متر) است.

حال می‌خواهیم بررسی کنیم که ارتباط شار جرم نصف‌النهاری با شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره چگونه است؟ در شکل‌های ۳-ه و ۳-و دیده می‌شود که در ترازهای زیرین، m_φ نزولی (منفی) در نیمکره زمستانی با واچرخند جنب‌حاره زمستانی از نظر شدت و موقعیت مطابقت زیادی دارد که نشان‌دهنده نقش اساسی یاخته هادلی در شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره تراز زیرین در نیمکره زمستانی است. با توجه به این شکل می‌توان گفت که تشکیل واچرخندهای جنب‌حاره تراز زیرین زمستانه کاملاً به یاخته هادلی مربوط است. طی ماه ژانویه، به‌طور کلی واچرخند جنب‌حاره تراز میانی تا تراز زیرین بر روی عربستان قابل شناسایی است که منطبق بر شار نزولی یاخته هادلی می‌باشد. با شرایط مشابهی یک واچرخند جنب‌حاره بر روی شمال آفریقا و دیگری بر روی شبه‌قاره هند دیده می‌شود. از این‌رو می‌توان شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره زمستانه جنوب‌غرب آسیا را مرتبط با شاخه نزولی یاخته هادلی دانست. اما به‌خصوص در تابستان نیمکره شمالی از یک‌سو در ترازهای زیرین و بر روی اقیانوس‌ها، به‌ویژه اطلس شمالی و آرام شمالی (شکل ۳-و)، واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه قدرتمندی شکل می‌گیرند که دارای شدت بیشتری نسبت به حالت زمستانه خود هستند، حال آن‌که m_φ نزولی تابستانه در این نواحی از مقادیر زمستانه ضعیف‌تر است. از این‌رو، نزول ناشی از شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی به‌تنهایی نمی‌تواند عامل شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه بر روی اقیانوس‌ها باشد. تحقیقات متعددی در خصوص عوامل مؤثر بر شدت

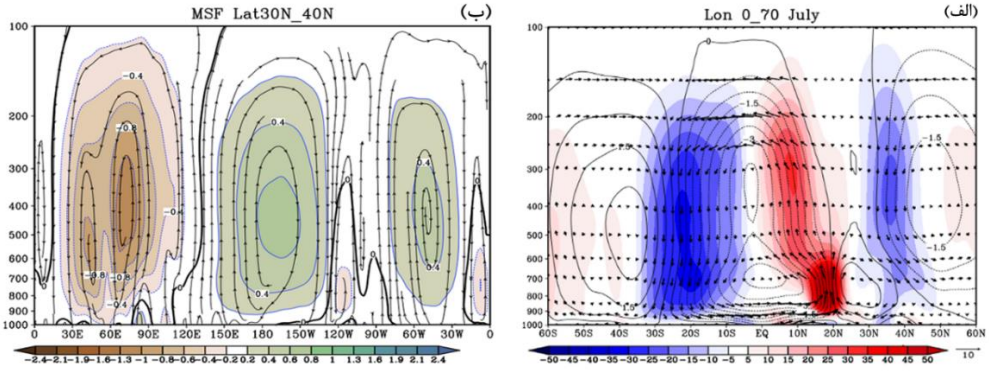
واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه بر روی برخی نواحیِ اقیانوس‌ها، علاوه‌بر نقش جریان نزولی یاخته تابستانه هادلی، انجام شده است. اگرچه این موضوع خارج از اهداف پژوهش حاضر است، به چند مورد اشاره می‌شود. برای نمونه، گیل (۱۹۸۰) و رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) اظهار می‌دارند که قسمت استوایی تراز زیرین واچرخند جنب‌حاره تابستانه در شرق یک موسمی را می‌توان پاسخ موج کلوین به چشمه گرمای موسمی تلقی کرد. از این‌رو در تابستان، واچرخند جنب‌حاره شرق اقیانوس آرام شمالی در درجه اول واکنشی به گرمایش موسمی آسیایی و همچنین واچرخند جنب‌حاره اقیانوس اطلس جنوبی در درجه اول پاسخی به گرمایش موسمی آمریکای جنوبی است. همچنین رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) سرمایش طول موج بلند در شرق اقیانوس‌ها و تضاد گرمایی خشکی و دریا را از عوامل تأثیرگذار در تقویت شدت واچرخند جنب‌حاره اقیانوسی می‌دانند. لیو و وو (۲۰۰۴) نیز تأکید دارند که واداشت کوهساری فلات تبت و گرمای محسوس و سطح زمین تأثیرات شدیدی بر مکان و شدت واچرخند بر فراز غرب اقیانوس آرام در وردسپهر میانی و زیرین دارند.



شکل ٤. مانند شکل ۳ ولی برای طول‌های جغرافیایی ۰ تا ۱۵۰ درجه شرقی طی ماه جولای در ترازهای (الف) ۲۰۰، (ج) ۵۰۰، (ب) ۷۰۰ و (د) ۸۵۰ هکتوپاسکال. فاصله پربندهای انحراف ژئوپتانسیل مثبت $\phi(y,p)$ در (الف) و (ج) برابر ۱۰ ژئوپتانسیل‌متر و در (ب) و (د) برابر ۸ ژئوپتانسیل‌متر است. در ضمن رنگ خاکستری نشان‌دهنده کوهساری (بالاتر از ۳۰۰۰ متر در «ب» و بالاتر از ۱۵۰۰ متر در «د») می‌باشد.

از سوی دیگر، با یک نگاه کلی به شکل‌های ۳-ب و ۳-د می‌توان دریافت که m_φ نزولی ضعیف تابستانه (نسبت به نیمکره جنوبی در همین زمان) در ترازهای میانی تا زبرین درگستره نیمکره شمالی نمی‌تواند شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره تابستانه در سطح نیمکره شمالی را توجیه کند. اما در عین‌حال مشاهده می‌شود که هم m_φ نزولی در کل دایره مداری و هم میانگین تابع جریان جرم نصف‌النهاری بر روی کل دایره مداری و نیز بر روی جنوب‌غرب آسیا طی تابستان مقادیر ضعیفی دارند، حال آن‌که در شکل ۴ شاهد m_φ نزولی قدرتمندی در ترازهای مختلف بر روی عراق، مدیترانه، شمال آفریقا و شرق دریای خزر هستیم. به بیانی، این سؤال مطرح است که آیا این شار نزولی جرم نصف‌النهاری خاص ناشی از گردش هادلی یکتایی است که برخلاف سازوکار یاخته هادلی با صعود بر روی آفریقای استوایی در حوالی صفر تا ۱۵ درجه شمالی آغاز شده و نزول گسترده‌ای برروی مدیترانه و غرب آسیا دارد که منجر به واچرخندهای قدرتمند تابستانه در ترازهای میانی و زبرین جنوب‌غرب آسیا می‌شود. برای بررسی بیشتر این موضوع از نیم‌رخ قائم تابع جریان جرم نصف‌النهاری همراه با شار جرم نصف‌النهاری در محدوده ۰ تا ۷۰ درجه شرقی به‌طور هم‌زمان در شکل ۵-ب استفاده می‌کنیم.

در شکل ۵-الف اگرچه شاهد شار نزولی جرم نصف-النهاری در حوالی ۳۵ درجه شمالی هستیم، ولی در عین‌حال تابع جریان جرم نصف النهاری نشان می‌دهد که عمده جرم از منطقه حاره نیمکره شمالی به نیمکره جنوبی در فصل زمستان آن منتقل می‌شود. سپس با تعقیب جریان صعودی در ۱۰ درجه شمالی مشاهده می‌شود که بخش وسیعی از جریان به‌سمت نیمکره جنوبی، نه به‌سمت نیمکره شمالی، انتقال می‌یابد ضمن این‌که تابع جریان جرم نصف‌النهاری شمالی نیز بسیار ضعیف است. بنابراین همه این شواهد حاکی از آن است که شار نزولی جرم نصف‌النهاری ترازهای زبرین تا زیرین طی ماه جولای نمی‌تواند ناشی از گردش هادلی محلی باشد و در نتیجه وجود واچرخند جنب‌حاره قوی تابستانه در غرب و جنوب‌غرب آسیا را نمی‌توان فقط مرتبط با یاخته هادلی دانست. حال این سؤال مطرح می‌شود که شار نزولی نصف‌النهاری بر روی مدیترانه از کجا سرچشمه می‌گیرد و سازوکار شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره تابستانه در جنوب‌غرب آسیا چگونه است؟ در ادامه این بخش سعی می‌شود شار جرم نصف‌النهاری را با جزئیات بیشتری بررسی کنیم تا درک مناسبی از چگونگی شکل‌گیری واچرخندهای تابستانه در ترازهای مختلف به-دست آید.



(الف) (ب)

شکل ۵. میانگین ۳۰ ساله ماه جولای در دوره ۲۰۲۰-۱۹۹۱: (الف) برش قائم-نصف‌النهاری شامل گردش نصف‌النهاری محلی در محدوده ۰ تا ۷۰ درجه شرقی برمبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد 10^{-4} kg m^{-2}s^{-1}) همبسته با گردش نصف‌النهاری استخراج‌شده از مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا، تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها با واحد 10^{10} kg s^{-1})، بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای نصف‌النهاری (برحسب 10^{-2} Pa s^{-1}) و مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا (برحسب m s^{-1})؛ (ب) برش قائم – مداری در محدوده ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی شامل تابع جریان جرم مداری (زمینه رنگی و پربندها با واحد 10^{10} kg s^{-1})، خطوط جریان نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای مداری (برحسب 10^{-2} Pa s^{-1}) و مؤلفه مداری باد واگرا (برحسب m s^{-1}).

مطابق شکل ۴-الف، در ماه جولای و در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال، m_φ نزولی بزرگی در غرب آسیا حاکم است که با توجه به مطالب پیشین به یاخته هادلی مربوط نیست. به‌علاوه، در این تراز بر روی مدیترانه m_φ نزولی با شدت $-۲۵\times۱۰^{-۴}\ \mathrm{kg\ m^{-۲}s^{-۱}}$ وجود دارد که در تمام ترازها این الگوی نزولی دیده می‌شود. شایان توجه است در ماه جولای، واچرخند بسیار قدرتمندی که بخشی از واچرخند جنوب آسیا است، سراسر جنوب‌غرب آسیا را دربرگرفته است. در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال (شکل ۴-ج)، شرایط پیچیده‌تر شده و در این تراز، m_φ نزولی بر روی مدیترانه بیش از $-۴۰\times۱۰^{-۴}\ \mathrm{kg\ m^{-۲}s^{-۱}}$ است. از سوی دیگر، منطبق بر رشته‌کوه‌ها و مناطق مرتفع ایران و عربستان شاهد m_φ صعودی (مثبت) ضعیفی هستیم که طبق مطالب پیش‌تر، این شار صعودی مؤلفه نصف‌النهاری باد را القاء می‌کند. در عین حال، m_φ نزولی بر روی عراق (مستطیل نشان داده شده در شکل ۷) به‌چشم می‌خورد. نکته بارز آن است که در نواحی m_φ صعودی ایران و عربستان، واچرخندی وجود داشته و در همین زمان و تراز، هسته‌ای از شار نزولی جرم بر روی ترکمنستان شکل گرفته است.

در شکل ۴-ب مربوط به ماه جولای و تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، مشاهده می‌شود که m_φ نزولی از $-۴۰\times۱۰^{-۴}\ \mathrm{kg\ m^{-۲}s^{-۱}}$ نیز تجاوز کرده است. همچنین واچرخندی که بر روی ایران در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال قرار داشت، از بین رفته است؛ اما واچرخند واقع بر فلات عربستان همچنان در ناحیه‌ای که m_φ صعودی به‌چشم می‌خورد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال به‌صورت ضعیفی حضور دارد. در این زمان، جنوب‌شرق دریای خزر (ترکمنستان) که در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال دارای m_φ نزولی برابر ۵- واحد است، در ترازهای پایین‌تر ابتدا به ۲۵- واحد در ۵۰۰ هکتوپاسکال و سپس ۳۰- واحد در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال می‌رسد. لازم به ذکر است که در این ناحیه در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال شاهد شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره هستیم. از سوی دیگر، m_φ صعودی بر روی ایران و عربستان و m_φ نزولی بر روی عراق در هر دو تراز ۷۰۰ و ۸۵۰ هکتوپاسکال دیده می‌شود. این مطالب تنها بخشی از عوامل محلیِ حاکی از پیچیدگی‌های گردش جو در جنوب‌غرب آسیا است که باعث دشواری فهم گردش جو تابستانه بر روی این نواحی و به دنبال آن درک سازوکار شکل‌گیری واچرخندهای جنوب‌غرب آسیا می‌شوند.

مباحث ارائه شده در این بخش بدین‌گونه جمع‌بندی می‌شود. وجود واچرخندهای زمستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا را می‌توان به نزول در شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی نسبت داد. جریان نزولی که ابتدا در تراز زبرین از نواحی استوایی اقیانوس هند غربی سرچشمه می‌گیرد، محل اصلی همگرایی در تراز زبرین جنوب شبه‌جزیره عربستان است. در هر صورت، برمبنای موارد اشاره شده، شکل‌گیری واچرخندهای تراز زیرین و سطحی زمستانه جنوب‌غرب آسیا ناشی از گردش هادلی است. اما با استناد به ارزیابی‌ای که در باره تابع جریان جرم نصف‌النهاری و شار قائم جرم گردش نصف‌النهاری صورت گرفت، یاخته هادلی و سازوکار آن نه تنها وجود واچرخندهای جنب‌حاره ترازهای زبرین، میانی و ۷۰۰ هکتوپاسکال تابستانه را توجیه نمی‌کند، بلکه در مواردی به‌نظر می‌رسد که عوامل و گردش‌های محلی نقش مهم‌تری در شکل‌گیری شارهای جرم نصف‌النهاری در این منطقه داشته باشند. از این‌رو باید به‌دنبال عامل یا عواملی، به‌جز یاخته هادلی، به‌عنوان دلیل شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره قدرتمند تابستانه جنوب‌غرب آسیا باشیم. در ادامه، بررسی خواهیم کرد که چگونه جریان هوای متأثر از ناحیه موسمی جنوب آسیا یک جریان شمال‌غرب‌سو ایجاد می‌کند که در راستای مداری و نصف‌النهاری باعث شار نزولی جرم می‌شود و همچنین نقش عوامل در مقیاس محلی در این زمینه چیست.

۳-۲. گردش‌های مداری و نصف‌النهاری تابستانه

بررسی توأمان گردش‌های مداری و نصف‌النهاری حاکی از آن است که هوای صعود کرده از ناحیه موسمی جنوب آسیا-هند طی تابستان منجر به یک جریان زمینه با نزول گسترده بر روی غرب آسیا تا مدیترانه در ترازهای زبرین

می‌شود. در بستر این جریان نزولی، شارهای صعودی بر روی فلات مرتفع نظیر فلات تبت، فلات غرب عربستان، فلات ایران شامل رشته‌کوه زاگرس-شرق ترکیه و قفقاز وجود دارد که توسط جریان نزولی زمینه ترازهای زبرین سرکوب می‌شوند. این حرکات صعودی باعث شکل‌گیری گردش‌های محلی شده که با نزول در پیرامون این نواحی همراه هستند و باعث تقویت شارهای نزولی موجود در آنجا می‌شوند.

۳-۲-۱. جریان زمینه ترازهای زبرین

شکل ۵-ب یاخته‌هایی از گردش‌های جوی مداری ساعتگرد و پادساعتگرد در محدوده ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی را طی ماه جولای به کمک تابع جریان جرم مداری نشان می‌دهد که این گردش‌ها جرم را در راستای مداری و در جهت غرب و شرق منتقل می‌کنند. قوی‌ترین و وسیع‌ترین گردش با شاخه صعودی در جنوب و جنوب‌شرق آسیا همراه بوده و با دو شاخه نزولی، یکی در غرب آسیا-مدیترانه و دیگری در آرام شمالی تفکیک می‌شود. تابع جریان جرم مداری و خطوط جریان در شکل ۵-ب به‌وضوح این موضوع را تأیید می‌کند.

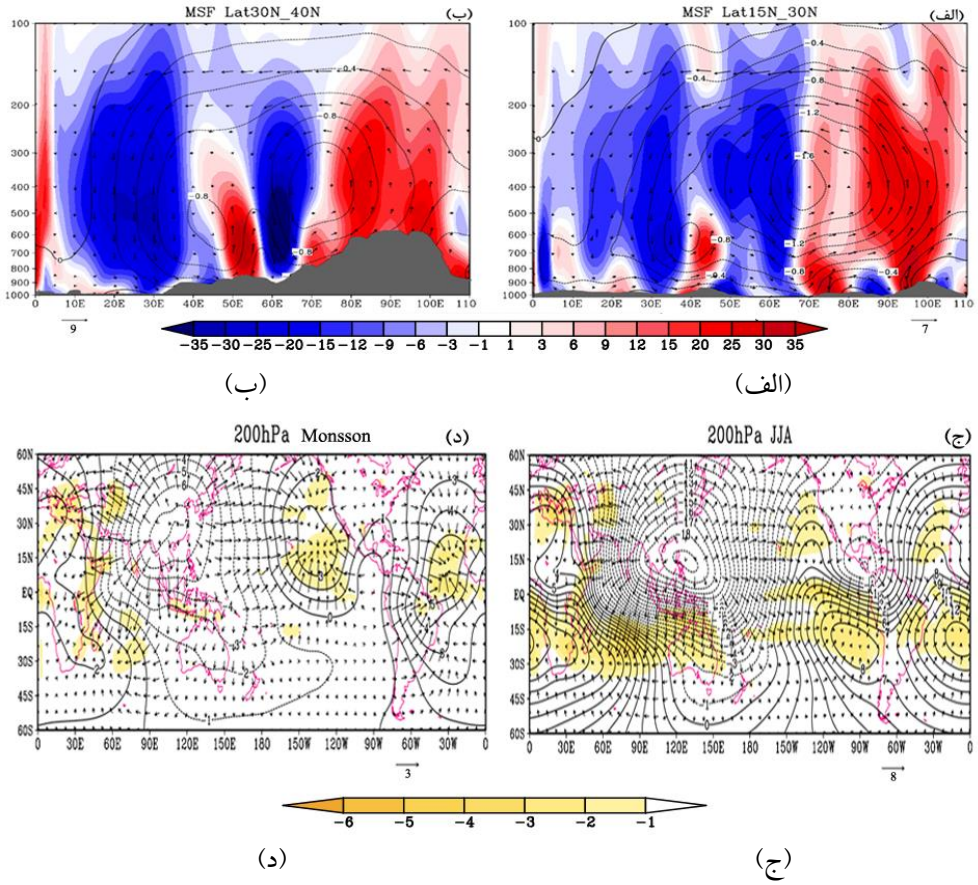
شکل‌های ۶-الف و ۶-ب مربوط به محدوده ۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی بوده و در آن از شار قائم جرم همبسته با مؤلفه مداری باد واگرا (m_λ) که از این پس "شار جرم مداری" نامیده می‌شود، استفاده شده است. در هر دو شکل ۶-الف و ۶-ب، بین ترازهای زیرین تا زبرین، شار جرم مداری مثبت (m_λ صعودی) گسترده بین ۷۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی و شار جرم مداری منفی (m_λ نزولی) گسترده در محدود ۰ تا ۷۰ درجه شرقی دیده می‌شود. شایان توجه است که بر روی برخی نواحی مرتفع و همچنین نواحی نزدیک به سطح شاهد گسستگی در m_λ نزولی و جایگزینی آن با m_λ صعودی محلی هستیم که در ادامه به آن خواهیم پرداخت. به هرحال، در نگاه کلی تابع جریان جرم مداری گردش پادساعتگردی را نشان می‌دهد که از ۷۰ تا ۱۱۰ درجه شرقی جرم را به ۰ تا ۷۰ درجه شرقی منتقل می‌کند. بردارهای باد واگرا در این شکل به‌خوبی نشان‌دهنده گردش مداری بوده و حاکی از آن هستند که جریان هوا بعد از صعود تا ترازهای بالاتر، واگرا شده و به‌سمت غرب منتشر می‌شود و سپس با نزول در غرب آسیا، جریان زمینه اصلی و گردش بزرگ‌مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا را شکل می‌دهد.

برای بررسی جزئی‌تر جریان زمینه، میدان‌های واگرایی گردش استوایی در تراز hPa ۲۰۰ تحلیل می‌شود. کمیت پتانسیل سرعت در ترازهای زیرین از اثرات سطحی متأثر می‌شود، ولی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال حاوی اطلاعاتی در مورد شدت کلی گردش‌های استوایی (هادلی، واکر و موسمی) است (ماساکو و تاناکا، ۲۰۰۷). از آنجاکه پتانسیل سرعت متناسب با واگرایی است، می‌توان از آن برای ردیابی مناطق واگرایی در ترازهای زبرین استفاده کرد. واگرایی حاصل از همرفت‌های عمیق، گردش‌های حاره‌ای را ایجاد می‌کند. در شکل‌های ۶-ج و ۶-د میانگین ۳۰ ساله فصلی انحراف مداری میدان واگرایی باد، باد واگرای افقی و پتانسیل سرعت در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال برای ژوئن-اوت (JJA)، دسامبر-فوریه (DJF) و موسمی تابستانه آسیا نشان داده شده است. مرکز کمینه پتانسیل سرعت بر روی اقیانوس آرام در تابستان (شکل ۶-ج)، به بیش از ۱۸ واحد می‌رسد. کمینه پتانسیل سرعت در غرب اقیانوس آرام و بیشینه آن در غرب اقیانوس اطلس است که بیشینه پتانسیل محل هم‌گرایی جریان می‌باشد. این الگو در شکل ۶-ج به‌وضوح نشان می‌دهد که ساختار مداری در میدان پتانسیل سرعت و باد واگرا غالب است و دیگر الگوهای کوچک‌مقیاس احتمالی در ترازهای زیرین و در زیر آن قرار می‌گیرند. شکل ۶-د مربوط به موسمی تابستانه آسیا نیز وجود گردش مداری در شکل‌های ۵-ب، ۶-الف و ۶-ب را تأیید می‌کند، گردشی که جرم را در تراز زبرین و در راستای مداری به شرق ناحیه موسمی واقع بر روی اقیانوس آرام و همچنین در غرب آن به غرب آسیا منتقل

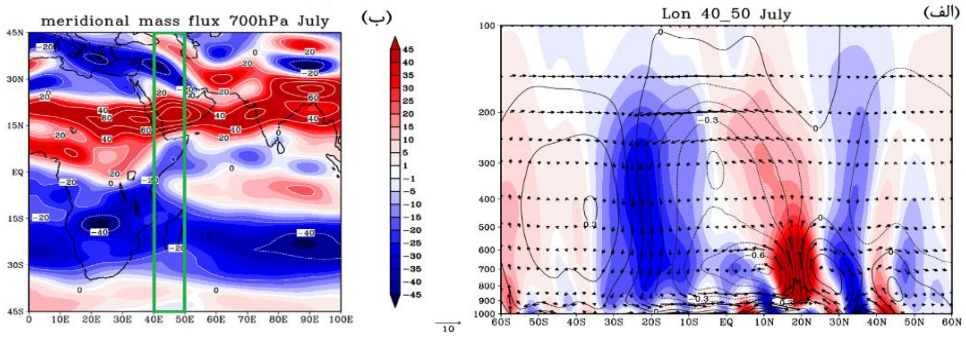
می‌کند. این موضوع نه تنها می‌تواند دلیل وجود شار نزولی جرم در راستای مداری (m_λ نزولی) در غرب آسیا (شکل‌های ۶-الف و ۶-ب) را توضیح دهد، بلکه مؤلفه نصف‌النهاری این جریان شمال‌غرب‌سو ممکن است نشانه‌ای آشکار از آن باشد که m_φ (نزولی) تابستانه بر روی مدیترانه (شکل‌های ۴-الف و ب)، که دلیل آن نامعلوم بود، ناشی از موسمی آسیا است.

۳-۲-۲. گردش‌های محلی

بررسی تابع جریان جرمی و شار قائم جرم حاکی از آن است که فلات‌های مرتفع تبت، ایران و غرب عربستان محل شکل‌گیری گردش‌های محلی شامل صعود بر روی فلات و نزول بر روی نواحی مجاور است. وجود این گردش‌های محلی سازگار با یافته‌های زایچک و همکاران (۲۰۰۸) است. در شکل‌های ۷ و ۸ تابع جریان جرم مداری و نصف‌النهاری بیانگر وجود گردش‌های محلی در بستر جریان زمینه ترازهای زبرین است که با صعود هوا بر روی سطوح گرم فلات مرتفع شروع شده، سپس در ترازهای بالاتر واگرا شده و در نهایت در غرب و شمال این نواحی با نزول همراه است.



شکل ٦. (الف) و (ب) برش قائم– مداری میانگین ۳۰ ساله ماه جولای شامل شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد 10^{-4} $kg\ m^{-2}s^{-1}$) همبسته با گردش مداری استخراج‌شده از مؤلفه مداری باد واگرا، تابع جریان جرم مداری (پربندها با واحد 10^{10} $kg\ s^{-1}$) و بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای مداری (10^{-2} $Pa\ s^{-1}$) و مؤلفه مداری باد واگرا (برحسب $m\ s^{-1}$) در محدوده‌های (الف) ۱۵ تا ۳۰ درجه شمالی و (ب) ۳۰ تا ٤٠ درجه شمالی؛ (ج) و (د) میانگین ۳۰ ساله فصلی در تراز ۲۰۰ هکتوپاسکال به‌ترتیب برای ماه‌های ژوئن–اوت و موسمی تابستانه نیمکره شمالی شامل انحراف مداری میدان واگرایی باد (زمینه رنگی با واحد $10^{-6}s^{-1}$)، باد واگرای افقی (برحسب $m\ s^{-1}$) و پتانسیل سرعت (پربندها با واحد $10^{6}m^2\ s^{-1}$). موسمی تابستانه نیمکره شمالی از اختلاف انحراف مداری ژوئن–اوت (شکل ج) از مقادیر انحراف مداری میانگین سالانه استخراج شده است. رنگ خاکستری در (الف) و (ب) نیز نشان‌دهنده کوهساری است.



(ب) (الف)

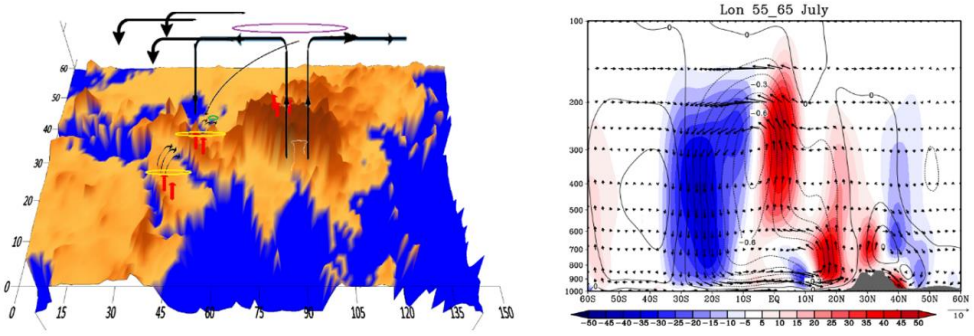
شکل ۷. میانگین ۳۰ ساله ماه جولای در دوره ۲۰۲۰-۱۹۹۱؛ (الف) برش قائم-نصف‌النهاری شامل گردش نصف‌النهاری محلی در محدوده ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی (محدوده سبزرنگ در شکل ب) برمبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد $kg\ m^{-2}s^{-1}$ 10^{-4}) همبسته با گردش نصف‌النهاری استخراج‌شده از مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا، تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها با واحد $kg\ s^{-1}$ 10^{10})، بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای نصف‌النهاری ($Pa\ s^{-1}$ 10^{-2}) و مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا (برحسب $m\ s^{-1}$)، (ب) شار قائم جرم همبسته با گردش نصف‌النهاری در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال.

مطابق شکل ۷-الف مربوط به میانگین بلندمدت ماه جولای، شار نزولی جرم ناشی از گردش نصف‌النهاری (m_φ نزولی) واقع بر روی عراق در امتداد غرب فلات مرتفع ایران و شرق فلات عربستان از تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال به‌سمت ترازهای زیرین مشاهده می‌شود. فارغ از ترازی که شار جرم نصف‌النهاری بیشینه در آن قرار دارد، با مقایسه شدت تابع جریان جرم نصف‌النهاری و شدت شار نزولی جرم همبسته با گردش نصف‌النهاری (m_φ نزولی) دو نیمکره در این شکل، وجود m_φ نزولی در عرض ۳۵ درجه شمالی قابل توجیه نمی‌باشد. اما ترازی که شارهای نزولی و صعودی جرم مرتبط با گردش نصف‌النهاری در آن واقع است، حاوی نکات مهمی می‌باشد. در نواحی همگرایی درون‌حاره‌ای، شاخه صعودی یاخته هادلی با آزادشدن گرمای نهان همراه است که منجر به بیشینه شارهای صعودی و نزولی مرتبط با آن در ترازهای میانی شده است. با این وجود، شکل ۷-الف نشان می‌دهد که m_φ نزولی بیشینه در ترازهای زیرین و سطحی در عرض ۳۵ درجه شمالی به‌وجود آمده است. همچنین میدان بردار باد گردش نصف‌النهاری به‌وضوح بیانگر آن است که m_φ صعودی در عرض ۲۰ درجه شمالی دارای بیشینه‌ای بین ترازهای ۹۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال است. در زیر گردش نصف‌النهاری زمینه، یک گردش نسبتاً متقارن به‌سمت دو سوی محل بیشینه صعود مرتبط با ناحیه گرمایش بادررو ایجاد شده است، به‌نحوی که بین ترازهای ۶۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال باد واگرای نصف‌النهاری سبب تشکیل یک گردش ساعتگرد شده که به‌صورت یک حرکت روبه پایین در عرض ۳۵ درجه شمالی دیده می‌شود. از سوی دیگر، شاهد m_φ صعودی در محدوده ۴۰ تا ۴۳ درجه شمالی منطبق بر نواحی مرتفع شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه هستیم که تا تراز ۴۰۰ هکتوپاسکالی ادامه دارد و در ضمن گردش پادساعتگردی ایجاد کرده که با صعود هوا، واگرایی باد در راستای نصف‌النهاری و بالأخره حرکت نزولی در عرض ۳۵ درجه شمالی همراه است. در واقع، این حرکت‌های نزولی محلی که شرح داده شد، باعث ایجاد و تقویت شار نزولی نصف‌النهاری جرم در ترازهای زیرین محدوده عراق می‌شود. در عین‌حال، در شکل ۶-الف، شار صعودی مداری واقع در محدوده ۴۰ تا ۵۰ درجه شرقی (محدوده سبزرنگ در شکل ۶-ب) منطبق بر فلات غرب عربستان، گردش مداری پادساعتگرد ضعیفی که با جریان نزولی بر روی غرب فلات عربستان همراه است را درپی دارد.

فلات تبت به‌عنوان مرتفع‌ترین عارضه طبیعی نیمکره شمالی شناخته می‌شود. شکل ۶-ب، به‌روشنی وجود یک گردش مداری محلی با صعود بر روی فلات مرتفع و نزول در شرق

دریای خزر (غرب فلات تبت) را نشان می‌دهد. در شکل ۸-الف وضعیت گردش نصف‌النهاری بر روی فلات مرتفع ایران بین محدوده ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی ارائه شده است. مطابق شکل، MSF نصف‌النهاری مؤید گردش ساعتگردی بین ۳۰ درجه شمالی و ۴۰ درجه شمالی منطبق با ناحیه شرق دریای خزر است. شار جرم نصف‌النهاری مثبت (m_φ صعودی) بالاتر از سطح فلات مرتفع ایران در تراز حدود ۷۰۰ هکتوپاسکال به بیشینه خود می‌رسد و درست در شمال آن در محدوده ۴۰ درجه شمالی و تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال، m_φ نزولی شکل می‌گیرد. هم‌خوانی بین میزان شارهای منفی و مثبت این دو ناحیه و ترازی که در آن ایجاد می‌شوند و همچنین MSF نصف‌النهاری نشان می‌دهد که جریان واقع بر فلات ایران بعد از رسیدن به ترازهای بالاتر دچار واگرایی شده و بر روی نواحی اطراف از جمله محدوده ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی واقع در شرق دریای خزر نزول می‌کند. در عین‌حال، جریان صعودی بر روی فلات مرتفع ایران یک گردش مداری پادساعتگرد ایجاد می‌کند (شکل ۶-ب)، به‌طوری که جریان بر روی فلات مرتفع صعود کرده و بر روی نواحی مجاور نزول می‌یابد. بنابراین فلات مرتفع در مقیاس محلی منجر به گردش‌های محلی شده و نزول هوا در نواحی مجاور را به‌همراه دارد.

خلاصه گردش تابستانه جنوب‌غرب آسیا به‌صورت طرح‌واره در شکل ۸-ب آورده شده است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، طی تابستان، منطقه جنوب‌غرب آسیا محل نزول هوا از ترازهای زبرین است که از ناحیه موسمی جنوب آسیا و هند سرچشمه می‌گیرد. شار صعودی بر روی فلات مرتفع تبت و موسمی هند در ترازهای زبرین با واچرخند همراه است (دایره بنفش‌رنگ). هم‌زمان، جریان از ترازهای زبرین بر روی شرق دریای خزر نزول می‌کند و روی فلات مرتفع ایران، شار صعودی بر روی سطح و شار نزولی جریان زمینه زبرین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال در شکل‌گیری واچرخند نقش دارند (دایره زردرنگ). این واچرخند از یک طرف جریان نزولی بر روی غرب خاورمیانه و از طرفی دیگر جریان نزولی بر روی شرق خزر را درپی‌دارد. بر روی عربستان، شار صعودی ترازهای زیرین در برهمکنش با شار نزولی ترازهای زبرین منجر به شکل‌گیری واچرخند تراز میانی شده که توأم با نزول جریان بر روی غرب خاورمیانه است. بنابراین شرق دریای خزر محل شار نزولی ناشی از جریان زمینه زبرین، فلات تبت و ایران است که در اثر آن، شاهد شکل‌گیری واچرخند در تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال هستیم. نکته مهم دیگر، شکل‌گیری واچرخندهای تابستانه جنب‌حاره برروی شارهای صعودی منطبق بر فلات مرتفع ایران و عربستان است.



(الف) (ب)

شکل ۸ (الف) برش قائم-نصف‌النهاری برای میانگین ۳۰ ساله ماه جولای در دوره ۲۰۲۰-۱۹۹۱ شامل گردش نصف‌النهاری محلی در محدوده ۵۵ تا ۶۵ درجه شرقی (بین زاگرس و شرق خزر) برمبنای شار قائم جرم (زمینه رنگی با واحد 10^{-4} kg m^{-2}s^{-1}) همبسته با گردش نصف-النهاری استخراج‌شده از مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا، تابع جریان جرم نصف‌النهاری (پربندها با واحد 10^{10} kg s^{-1})، بردارها نشان‌دهنده سرعت قائم همبسته با باد واگرای نصف‌النهاری (10^{-2} Pa s^{-1}) و مؤلفه نصف‌النهاری باد واگرا (برحسب m s^{-1})؛ (ب) طرح‌واره‌ای از گردش تابستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا. در شکل (ب)، پیکان‌های قرمزرنگ معرف شارهای صعودی محلی، دایره‌های زردرنگ و سبزرنگ به‌ترتیب معرف واچرخند تراز میانی و واچرخند تراز ۷۰۰ هکتوپاسکال و دایره بنفش‌رنگ معرف واچرخند تراز زبرین هستند.

۴. نتیجه‌گیری

با توجه به ابهامات و سؤال‌هایی که همچنان در خصوص چگونگی شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در غرب و جنوب‌غرب آسیا وجود دارد، هدف اصلی این پژوهش بررسی نقش یاخته هادلی در گردش کلی جو و تشکیل و تکوین واچرخندهای جنب‌حاره زمستانه و تابستانه در منطقه جنوب‌غرب آسیا و سپس نقش عواملی نظیر گردش موسمی و فلات مرتفع با استفاده از تابع جریان جرمی و شار قائم جرم نصف‌النهاری است. پژوهش حاضر با کاربست روشی عینی و واضح و با بررسی و ارزیابی درستی نظریات مختلف به این موضوع پرداخته است. بر اساس نتایج حاصل، بنظر می‌رسد که یاخته هادلی عامل اصلی شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره زمستانه در ترازهای زیرین است، حال آن‌که طی تابستان این یاخته نمی‌تواند به تنهایی منجر به شکل‌گیری این واچرخند در ترازهای میانی و فوقانی شود، چرا که شدت ضعیف آن نمی‌تواند عامل این موضوع باشد. از سوی دیگر، نتایج محاسبه شار نزولی جرم ناشی از موسمی هند و فلات مرتفع در منطقه و همچنین بررسی دیگر کمیت‌های مرتبط با این امر حاکی از نقش قابل‌توجه دو عامل موسمی و فلات مرتفع در ایجاد گردش‌های واقع در بین این عوامل و نواحی پیرامون آنها هستند. بدین‌منظور از داده‌های بازتحلیل NCEP/NCAR با تفکیک افقی ۲/۵ درجه در راستاهای مداری و نصف‌النهاری شامل کمیت‌های مختلف در ترازهای گوناگون طی بازه زمانی ۱۹۹۱ تا ۲۰۲۰ استفاده شده است.

از دیرباز وجود واچرخندهای جنب‌حاره به نزول در زیر شاخه قطب‌سوی یاخته هادلی منتسب می‌شد. ولی نتایج پژوهش حاضر حاکی از آن است که نه تنها موقعیت و تراز بیشینه شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در فصل‌های زمستان و تابستان متفاوت است، بلکه به‌نظر می‌رسد مطابق یافته‌های رادول و هاسکینز (۲۰۰۱) سازوکار شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره در دو فصل زمستان و تابستان هم متفاوت باشند. طی فصل زمستان نیمکره شمالی، هوای صعود کرده در شاخه صعودی یاخته هادلی با حرکت نصف‌النهاری به‌سمت شمال در نیمکره شمالی نزول یافته و باعث شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره تراز زیرین می‌شود. بهره‌گیری از تابع جریان جرم نصف‌النهاری، فرضیات مطرح شده توسط هلد و هو (۱۹۸۰) و لیندزن و هو (۱۹۸۸) در مورد سازوکار گردش هادلی را تصدیق می‌کند و مقادیر تابع جریان جرمی حاکی از آن است که یاخته هادلی زمستانه از شدت و وسعت بیشتری نسبت به یاخته هادلی تابستانه برخوردار است. تصویر گردش نصف‌النهاری در نیم‌رخ قائم به‌کمک تابع جریان جرمی و ارتباط آن با میانگین میدان انحراف ژئوپتانسیل در گستره کامل مداری و همچنین گستره محدودتر بین ۳۰ تا ۷۰ درجه شرقی نیز نشان می‌دهد که واچرخندهای جنب‌حاره تراز زیرین طی فصل زمستان در زیر شاخه نزولی یاخته هادلی شکل می‌گیرند. در این راستا، از شار قائم جرم نصف‌النهاری به‌عنوان ابزار مفید دیگر برای بررسی نقش گردش نصف‌النهاری در تشکیل واچرخندهای جنب‌حاره در این پژوهش استفاده شده است. شار قائم جرم نصف‌النهاری در تراز ۸۵۰ هکتوپاسکال- ترازهای زیرین و واچرخند جنب‌حاره زمستانه مطابقت زیادی از نظر شدت با شار نزولی جرم دارند که نشان‌دهنده نقش یاخته هادلی در شکل‌گیری واچرخند جنب‌حاره است.

اما در فصل تابستان، به‌نظر می‌رسد که سازوکار و عوامل متفاوتی در شکل‌گیری واچرخندهای جنب‌حاره تابستانه نقش دارند. در نیمکره تابستانه و در ترازهای میانی تا زبرین، محل واچرخندهای جنب‌حاره نه بر شاخه نزولی یاخته هادلی انطباق دارد و نه شدت واچرخندهای تراز زبرین با گردش هادلی ضعیف تابستانه در میانگین جهانی و محلی قابل توجیه است و این موضوع می‌تواند به اثر موسمی و اثر فلات مرتفع در آسیا مربوط باشد. همچنین در گستره کامل مداری شار نزولی جرم نصف‌النهاری تابستانه نیمکره شمالی مشابه تابع جریان جرمی ضعیف است، اما به‌طور یکتایی در

غرب آسیا شار جرم نصف‌النهاری از شدت بسیار بالایی از ترازهای زبرین تا زیرین، برخلاف سایر نقاط نیمکره شمالی، برخوردار است. نکته قابل توجه آن‌که این شار نزولی جرم نصف‌النهاری یکتا ناشی از گردش هادلی محلی نصف‌النهاری نیست. طی ماه جولای، استفاده هم‌زمان از تابع جریان جرمی و بردار باد گردش نصف‌النهاری در نیم‌رخ قائم نشان می‌دهد که جریان صعودی واقع در شاخه صعودی یاخته هادلی محلی به‌سمت نیمکره جنوبی، نه به‌سمت غرب آسیا و خاورمیانه، جریان دارد. بررسی تابع جریان جرمی نصف‌النهاری و شار جرم نصف‌النهاری نیز بیانگر آن است که یاخته هادلی و سازوکار آن وجود واچرخندهای جنب‌حاره ترازهای زبرین، میانی و ۷۰۰ هکتوپاسکال تابستانه جنوب‌غرب آسیا را توضیح نمی‌دهد.

به‌علاوه، بررسی گردش‌های نصف‌النهاری و مداری در تراز زبرین و هم‌چنین نیم‌رخ‌های قائم-مداری و قائم‌نصف‌النهاری نشان‌دهنده وجود گردش زمینه تراز زبرین شمال‌غرب‌سو در راستای مداری از ناحیه موسمی جنوب و شرق آسیا به‌سمت غرب آسیا است که با نزول گسترده بر روی جنوب‌غرب آسیا تا مدیترانه همراهی می‌کند. البته گردش‌های محلی که با فلات مرتفع مرتبط هستند نیز در این موضوع تأثیرگذارند. بر روی فلات عربستان، رشته‌کوه زاگرس تا قفقاز و مناطق مرتفع فلات ایران شار نزولی نصف‌النهاری و مداری از تراز زبرین جای خود را به شارهای صعودی از سطح تا ترازهای بالاتر این مناطق می‌دهند که منجر به ایجاد گردش‌های محلی در بستر جریان زمینه می‌شوند و با نزول در نواحی پیرامون نصف‌النهاری و مداری این مناطق همراه هستند.

ارتباط جریان زمینه و گردش‌های محلی با تشکیل و تکوین واچرخندهای جنب‌حاره بدین‌گونه است که شار صعودی بر روی ناحیه موسمی و فلات تبت همراه با واچرخند تراز زبرین است و جریان ترازهای زبرین در غرب آسیا همگرا شده و نزول می‌یابد. بر روی فلات ایران، ضمن وجود جریان صعودی، در اثر برهمکنش با جریان نزولی زبرین در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال شاهد شکل‌گیری واچرخند هستیم و گردش ایجاد شده سبب نزول جریان در جنوب‌شرق دریای خزر واقع در شمال و عراق-سوریه واقع در غرب فلات ایران می‌شود. بر روی فلات عربستان شار صعودی شرایط مشابهی را به‌وجود می‌آورد، اما به دلیل ارتفاع کمتر این فلات، شارهای صعودی تا ترازهای میانی ادامه نداشته و واچرخند در ترازهای ۷۰۰ تا ۵۰۰ هکتوپاسکال ایجاد می‌شود؛ این در حالی است که بر روی فلات تبت، به دلیل ارتفاع بیشتر، شارهای صعودی تا ترازهای بالاتر هم ادامه دارند. بخشی از شارهای صعودی مسئول ایجاد شار نزولی مداری بر روی جنوب‌شرق دریای خزر هستند که در کنار سایر جریان‌های نزولی (جریان زمینه و گردش محلی فلات ایران) موجب تشکیل واچرخند ترازهای زیرین بر روی ترکمنستان می‌شوند.

مراجع

پرهیزکار، د. و احمدی گیوی، ف. (۱۳۹۰). مطالعه ارتباط انسو (ENSO) با نوسان سالانه واچرخند جنب‌حاره‌ای بر روی خاورمیانه در یک دوره سی ساله. *نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۳(۹)، ۶۸-۵۵.

مفیدی، ع. و زرین، آ. (۱۳۹۱). بررسی ماهیت، ساختار و وردایی زمانی گردش بزرگ‌مقیاس جو تابستانه بر روی جنوب‌غرب آسیا. *نشریه پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۳(۱۱)، ۴۰-۱۵.

زرین، آ. و مفیدی، ع. (۱۳۹۰). "بررسی یک نظریه" آیا پرفشار جنب‌حاره‌ای تابستانه بر روی ایران زبانه‌ای از پرفشار جنب‌حاره‌ای آزورز است؟ یازدهمین کنگره انجمن جغرافی‌دانان ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۹۰، دانشگاه شهید بهشتی.

قائمی، ه.؛ زرین، آ.؛ آزادی، م. و فرج‌زاده‌اصل، م. (۱۳۸۸). تحلیل الگوی فضایی پرفشار جنب‌حاره بر روی آسیا و آفریقا. *فصل‌نامه مدرس علوم انسانی*، ۱۳(۱)، ۲۴۵-۲۱۹.

گرمسیری، ع. ا.؛ عزیزی، ق.؛ محمدی، ح. و کریمی احمدآباد، م. (۱۳۹۸). تحلیلی بر واچرخندهای جنب‌حاره در ترازهای میانی جو از شمال آفریقا تا ایران، *نشریه هواشناسی و علوم جو*. ۳(۲)، ۱۴۷-۱۲۹.

Bergeron, T. (1930). Richtlinien einer dynamischen Klimatologie. *Meteorologische Zeitschrift*, 47(7), 246-262.

Cherchi, A., Ambrizzi, T., Behera, S., Vasques, A. C., Morioka, Y., & Zhou, T. (2018). The response of subtropical highs to climate change. *Current Climate Change Reports*, 4(4), 371–382.

Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106(449), 447–462.

He, C., Wu, B., Zou, L., & Zhou, T. (2017). Responses of the summertime subtropical anticyclones to global warming. *Journal of Climate*, 30(16), 6465–6479.

He, C., & Zhou, T. (2022) Distinct responses of North Pacific and North Atlantic summertime subtropical anticyclones to global warming. *Journal of Climate*, 35(24), 8117–8132.

He, C., & Zhou, W. (2020). Different enhancement of the East Asian summer monsoon under global warming and interglacial epochs simulated by CMIP6 models: role of the subtropical high. *Journal of Climate*, 33(22), 9721–9733.

Held, I. M., & Hou, A. Y. (1980). Nonlinear axially symmetric circulations in a nearly inviscid atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(3), 515–533.

Holton, J. R. (2004). An Introduction to Dynamic Meteorology. Fourth edition, *Elsevier*, Academic Press, 553 pp.

Hoskins, B. (1996). On the existence and strength of the summer subtropical anticyclones. Bernhard Haurwitz memorial lecture. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 1287–1292.

Huang, Z., Zhang, W., Geng, X., & Jin, F. (2020). Recent shift in the state of the Western Pacific subtropical high due to ENSO change. *Journal of Climate*, 33(1), 229–241.

James, I. N. (1994). Introduction to Circulating Atmospheres. Cambridge University Press, New York, 422 pp.

Lindzen, R. S., & Hou, A. Y. (1988). Hadley circulations for zonally averaged heating centred off the equator. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(17), 2416–2427.

Liu, Y., & Wu, G. (2004). Progress in the study on the formation of the summertime subtropical anticyclone. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21(3) 322–342.

Lorenz, E. N. (1967). The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere. World Meteorological Organization, Geneva.

Lyu, K., Yu, J. Y., & Paek, H. (2017). The influences of the Atlantic multidecadal oscillation on the mean strength of the North Pacific subtropical high during boreal winter. *Journal of Climate*, 30(1), 411–426.

Mahlobo, D. D., Ndarana, T., Grab, S., & Engelbrecht, F. (2018). Integrated climatology and trends in the subtropical Hadley cell, sunshine duration and cloud cover over South Africa. *International Journal of Climatology*, 39(4), 1805-1821.

Manney, G. L., Santee, M. L., Lawrence, Z. D., Wargan, K., & Schwartz, M. J. (2021). A moments view of climatology and variability of the Asian summer monsoon anticyclone. *Journal of Climate*, 34(19), 7821–7841.

Masako, T., & Tanaka, H. L. (2007). Intensities of Hadley, Walker, and Monsoon circulations compared in the upper and lower troposphere. *Journal of the Korean Meteorological Society*, 43(3), 239-251.

Miyamoto, A., Nakamura, H., Miyasaka, T., Kosaka, Y., Taguchi, B., & Nishii, K. (2022). Maintenance mechanisms of the wintertime subtropical high over the south Indian Ocean. *Journal of Climate*, 35(10), 2989–3005.

Nguyen, H., Hendon, H. H., Lim, E. P., Boschat, G., Maloney, E., & Timbal, B. (2017). Variability of the extent of the Hadley circulation in the Southern Hemisphere: a regional perspective. *Climate Dynamics*, 50, 29–142.

Peixoto, J. P. & Oort, A. H. (1992). Physics of Climate. *Springer-Verlag*, 215 pp.

Pepler, A. (2023). Projections of synoptic anticyclones for the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 61, 3271–3287.

Polvani, L. M., Waugh, D. W., Correa, G. J. P., & Son, S.-W. (2011). Stratospheric ozone depletion: The main driver of the twentieth century atmospheric circulation changes in the Southern Hemisphere. *Journal of Climate*, 24(3), 795–812.

Rodwell, M., & Hoskins, B. (1996). Monsoons and the dynamics of deserts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122(534), 1385–1404.

Rodwell, M., & Hoskins, B. (2001). Subtropical anticyclones and summer monsoons. *Journal of Climate*, 14(15), 3192–3211.

Schwendike, J., Govekar, P., Reeder, M. J., Wardle, R., Berry, G. J., & Jakob, C. (2014). Local partitioning of the overturning circulation in the tropics and the connection to

the Hadley and Walker circulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(3), 1322–1339.

Siu, L. W., & Bowman, K. P. (2019). Forcing of the upper-tropospheric monsoon anticyclones. *Journal of of the Atmospheric Sciences*, 76(7), 1937–1954.

Zaitchik, B. F., Evans, J. P., & Smith, R. B. (2007). Regional impact of an elevated heat source; the Zagros Plateau of Iran. *Journal of Climate*, 20(16), 4133–4146.